



Manuel Celestino Vilela Teixeira de Almeida

Mestre em Engenharia do Ambiente

**SIMULAÇÃO MATEMÁTICA DO REGIME
TÉRMICO DE SISTEMAS LACUSTRES NO
SISTEMA CLIMÁTICO PROJECTADO PARA
O SÉCULO XXI**

Dissertação para obtenção do Grau de Doutor em

Engenharia do Ambiente

Orientador: António Carmona Rodrigues, Prof. Auxiliar, UNL-FCT

Co-orientador: Pedro Santos Coelho, Prof. Auxiliar, UNL-FCT



Dezembro de 2013

SIMULAÇÃO MATEMÁTICA DO REGIME TÉRMICO DE SISTEMAS LACUSTRES NO SISTEMA CLIMÁTICO PROJECTADO PARA O SÉCULO XXI

N.º de arquivo

“copyright”

“A Faculdade de Ciências e Tecnologia e a Universidade Nova de Lisboa têm o direito, perpétuo e sem limites geográficos, de arquivar e publicar esta dissertação através de exemplares impressos reproduzidos em papel ou de forma digital, ou por qualquer outro meio conhecido ou que venha a ser inventado, e de a divulgar através de repositórios científicos e de admitir a sua cópia e distribuição com objectivos educacionais ou de investigação, não comerciais, desde que seja dado crédito ao autor e editor”

Em memória de Francisco Simões da Silva

AGRADECIMENTOS

Ao Prof. Doutor António Pedro de Nobre Carmona Rodrigues, a orientação, a disponibilidade e as sugestões com que contribuiu para este trabalho e, fundamentalmente, por me ter mostrado o significado da expressão “ter engenho”.

Ao Prof. Doutor Pedro Manuel da Hora Santos Coelho, pela amizade, incentivo, a orientação e o apoio incondicional que prestou ao desenvolvimento deste trabalho e, acima de tudo, por me ter ensinado a ser rigoroso, metódico e, também, por me ter ensinado hidrologia.

Ao Sr. Rúben Miguel Castelo Ferreira, pela amizade e apoio.

À Eng.^a Felisbina Quadrado pela inestimável ajuda na obtenção de dados inerentes ao regime térmico das albufeiras.

Ao Prof. Doutor Pedro M. A. Miranda, à Doutora Rita Margarida Cardoso e ao Doutor Pedro Miguel Matos Soares, pela cedência dos dados meteorológicos que alicerçam este trabalho.

A Scott Wells pela ajuda prestada no conhecimento do modelo CE-QUAL-W2.

A todos os que incondicionalmente me ajudaram, Anders Moberg, Bernhard Bereiter, Hugues Goosse, Maria João Collares-Pereira, Michael Mann, Pavel Belolipetsky.

À minha família e amigos pelo carinho e amizade.

SIMULAÇÃO MATEMÁTICA DO REGIME TÉRMICO DE SISTEMAS LACUSTRES NO SISTEMA CLIMÁTICO PROJECTADO PARA O SÉCULO XXI, Dissertação para Doutoramento, Manuel Celestino Vilela Teixeira de Almeida

Resumo

Este trabalho teve como principal objectivo o desenvolvimento de um modelo unidimensional de simulação da temperatura da água de lagos e albufeiras, localizadas em regiões de clima temperado, com o intuito de melhorar a parametrização destes sistemas face aos resultados dos modelos globais e regionais de simulação climática. A definição do modelo unidimensional de difusão vertical turbulenta desenvolvido neste estudo foi realizada na perspectiva de reduzir o número de coeficientes de calibração, tendo os resultados obtidos demonstrado que o modelo simula correctamente a evolução da temperatura da água dos sistemas considerados. Por outro lado desenvolveu-se, com o modelo bidimensional CE-QUAL-W2, a simulação de 29 albufeiras em Portugal continental, tendo em consideração cenários climáticos futuros, que incluem o incremento da temperatura do ar e a redução/incremento do escoamento afluente/efluente. A simulação da evolução do regime térmico das albufeiras foi também efectuada tendo em consideração as previsões climáticas para um período temporal de 20 anos, entre 2081 e 2100, obtidas com três modelos climáticos regionais, pertencentes ao projecto ENSEMBLES. Os correspondentes resultados permitiram concluir que a temperatura da água das albufeiras localizadas em Portugal continental deverá sofrer um incremento médio de 2.4°C, bem como uma redução média de 0.47 mg.L⁻¹ nos valores da concentração de Oxigénio Dissolvido (OD). Apesar da incerteza introduzida pela variabilidade climática e pelo escoamento afluente/efluente, foi possível encontrar correlações significativas entre a variação da temperatura da água e as principais características morfológicas das albufeiras. Os resultados obtidos permitiram também concluir que em situações climáticas extremas, os períodos de estratificação térmica, característicos dos meses mais quentes do ano, podem ser substituídos por períodos de homogeneização térmica a temperaturas elevadas, em função da diminuição do volume armazenado nas albufeiras e do incremento da temperatura do ar.

Abstract

The main objective of this work is the development of a one-dimensional eddy diffusion water temperature model for lakes and reservoirs located in temperate regions, to improve the parameterization of these systems in global and regional climate models. The definition of the one-dimensional eddy diffusion model was carried out with the primary objective of reducing the number of calibration coefficients. The result obtained indicates that the model simulates reasonably well the evolution of the lakes and reservoirs water temperature. Furthermore, the bidimensional model CE-QUAL-W2 was used to simulate 29 Portuguese reservoirs forced with future climate scenarios that include the increase of air temperature and the runoff reduction/increment. The thermal evolution of the reservoirs was also evaluated with the simulation of climate projections obtained for a period of time of 20 years, between 2081 and 2100, with three regional climate models of the ENSEMBLES project. The results led to the conclusion that water temperature of Portuguese reservoirs may have an average increase of 2.4°C, and a reduction of 0.47 mg.L⁻¹ of dissolved oxygen concentration. Despite the uncertainty introduced by climate variability and by runoff, it was possible to find significant correlations between the change in water temperature and the main morphological characteristics of reservoirs. The results also led to the conclusion that in extreme weather conditions the periods of thermal stratification typical of the hottest months of the year may be replaced by periods of thermal homogenization at high temperatures, due to the volume decrease of the reservoirs and the increase of air temperature.

SIMBOLOGIA E NOTAÇÕES

A - área superficial da massa de água, (m^2)

A_1 - valor máximo do coeficiente de difusão efectiva, ($\text{m}^2.\text{s}^{-1}$)

1b_j - viés da camada intermédia

2b - viés da camada de saída

C - calor específico da água, ($\text{J.kg}^{-1}.\text{K}^{-1}$)

C_1 - coeficiente de Bowen's, ($\text{mm Hg}.\text{°C}^{-1}$)

C_a - coeficiente de arrastamento

C_d - coeficiente de atrito

C_k - constante empírica

C_s - constante empírica

c_i - coeficiente de interface

D_x - coeficiente de dispersão longitudinal para a temperatura e constituintes, ($\text{m}^2.\text{s}^{-1}$)

D_z - coeficiente de dispersão vertical para a temperatura e constituintes, ($\text{m}^2.\text{s}^{-1}$)

D_e - coeficiente de difusão efectiva, ($\text{m}^2.\text{s}^{-1}$)

D_{\min} - coeficiente mínimo de difusão efectiva, ($\text{m}^2.\text{s}^{-1}$)

d - profundidade da camada específica, (m)

d_m - profundidade média (m)

d_t - profundidade da termoclina, (m)

E - viscosidade cinemática, ($\text{m}^2.\text{s}^{-1}$)

E_0 - viscosidade cinemática vertical, na ausência de estratificação térmica, ($\text{m}^2.\text{s}^{-1}$)

E_1 - estabilidade da coluna de água, (m^{-1})

E_{crit} - estabilidade crítica da coluna de água, (m^{-1})

e_a - tensão de vapor de água, (mm Hg)

e_s - tensão de vapor de água de saturação, (mm Hg)

F - número de Froude

F_r - número de Froude densimétrico

$f(s)$ - função de estabilidade

g - aceleração da gravidade, (m.s^{-2})

G_r - número de Grashof

h - distância percorrida segundo a vertical, (m)

h' - profundidade da camada de mistura completa, (m)
 h^* - comprimento da maior onda de turbulência, (m)
 h_j - resultado obtido em cada nó da camada intermédia
 H_m - distância ao fundo da massa de água, (m)
 H_s - radiação solar incidente, ($\text{kcal.m}^{-2}.\text{dia}^{-1}$)
 \tilde{H} - fluxo de energia, ($\text{kcal.m}^{-2}.\text{dia}^{-1}$)
 i - camada de cálculo
 I - radiação solar, (cal.cm^{-2})
 j - intervalo de tempo, (s)
 l - extensão vertical da zona de mistura, (m)
 k - constante de von Karman's
 K - coeficiente global para a troca de energia na superfície, ($\text{kcal.m}^{-2}.\text{dia}^{-1}.\text{°C}^{-1}$)
 K_e - coeficiente de extinção, (m^{-1})
 K_z - coeficiente de difusividade vertical, (m.s^{-2})
 K_0 - difusividade turbulenta vertical, na ausência de estratificação térmica, (m.s^{-2})
 K_x - coeficiente de difusividade horizontal, (m.s^{-2})
 K_{\min} - valor mínimo da difusividade vertical, (m.s^{-2})
 k^* - parâmetro adimensional dependente do perfil de Ekman
 k_m - coeficiente de difusividade molecular vertical, ($\text{m}^2.\text{dia}^{-1}$)
 m_* - perdas por dissipação, (J)
 N - frequência de Brunt–Väisälä, s^{-1}
 n - número de ondas harmónicas de uma série de Fourier
 o_k - valor calculado cujo desvio se pretende avaliar
 P - número de Prandtl
 p_k - valor observado numa amostra
 \bar{p} - valor médio de uma amostra
 Q_e - caudal efluente retirado a cada camada, ($\text{m}^3.\text{s}^{-1}$)
 Q_{ev} - caudal evaporado, ($\text{m}^3.\text{s}^{-1}$)
 Q_{prec} - caudal resultante da precipitação, ($\text{m}^3.\text{s}^{-1}$)
 Q_r - caudal retirado a cada camada pela corrente de densidade, ($\text{m}^3.\text{s}^{-1}$)
 Q_{cd} - caudal da corrente de densidade, ($\text{m}^3.\text{s}^{-1}$)
 Q_i - caudal afluente, ($\text{m}^3.\text{s}^{-1}$)

Q_f - valor de caudal mensal que caracteriza o cenário projectado para 2081-2100, ($\text{m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$);
 Q_r - valor de caudal mensal que caracteriza a situação de referência (1989-2008), ($\text{m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$);
 R - reflectividade da superfície da água
 R_{ag} - série de resíduos, da componente anual de valores da temperatura da água
 R_i - número de Richardson
 S_x - variância da distribuição horizontal da concentração, (m^2)
 t - tempo, (dias)
 T_{ar} - temperatura do ar, ($^{\circ}\text{C}$)
 T_{ag} - temperatura da água, ($^{\circ}\text{C}$)
 T_m - média aritmética entre a T_{ag} e a T_{ar} , ($^{\circ}\text{C}$)
 T_e - temperatura de equilíbrio, ($^{\circ}\text{C}$)
 T_d - temperatura do ponto de orvalho, ($^{\circ}\text{C}$)
 T' - défice de temperatura, ($^{\circ}\text{C}$)
 T_{cd} - temperatura da corrente de densidade, ($^{\circ}\text{C}$)
 u - velocidade, ($\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$)
 U - humidade relativa, (%)
 U_w - velocidade do vento, ($\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$)
 u - velocidade, ($\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$)
 V - volume, (m^3)
 V_k - velocidade normalizada, ($\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$)
 W - trabalho, (J)
 w^* - velocidade de atrito, ($\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$)
 $^1w_{ij}$ - peso numérico da camada intermédia
 2w_j - peso numérico da camada de saída
 z - profundidade, (m)
 z_s - altura a que se encontra a estrutura de descarga, (m)
 Z_g - profundidade do centro de gravidade da camada de mistura completa, (m)
 α - coeficiente de expansão da água, ($^{\circ}\text{C}^{-1}$)
 β - fracção de radiação solar absorvida à superfície
 β - gradiente de densidade, ($\text{kg} \cdot \text{m}^{-4}$)
 γ - declive
 λ - parâmetro de realimentação, ($\text{W m}^{-2} \text{ } ^{\circ}\text{C}^{-1}$)

δ_t - espessura superior da camada afectada, calculada através do perfil de densidade, (m)
 δ_b - espessura da metade inferior da camada afectada, (m)
 d_m - distância percorrida pelo fluido (m)
 η - cota da superfície livre, (m)
 μ - valor mínimo de temperatura, (°C)
 $\delta_{1/2}$ - metade da espessura da camada afectada, (m)
 ΔF - forçamento positivo, (W.m⁻²)
 ΔQ - fluxo de calor no sistema climático, (W.m⁻²)
 ΔV - incremento de volume, (m³)
 Δt - intervalo de tempo, (s)
 ε - emissividade da água
 ρ_0 - massa específica de referência, (kg.m⁻³)
 ρ_e - variação da massa específica determinada pela estratificação, (kg.m⁻³)
 ρ' - variação da massa específica determinada pelo movimento da água, (kg.m⁻³)
 ρ_{af} - massa específica da corrente de densidade, (kg.m⁻³)
 ρ_{sup} - massa específica da camada superficial, (kg.m⁻³)
 ρ_m - valor médio da massa específica da água, (kg.m⁻³)
 σ - constante de Stefan-Boltzmann, (cal/cm².dia°.K⁴)
 σ_{mod}^2 - dimensão da pluma, (m²);
 τ - tensão superficial gerada pelo vento, (m.s⁻²)
 τ_0 - tensão de arrastamento junto ao fundo, (m.s⁻²)
 f - parâmetro de Coriolis
 ν - viscosidade cinemática da água, (m.s⁻²)
 ϕ - latitude, (graus)
 ϕ_{at} - radiação atmosférica de ondas longas, (kcal.m⁻².dia⁻¹)
 ϕ_{ws} - radiação de ondas longas emitida pela água, (kcal.m⁻².dia⁻¹)
 ϕ_c - transferência de calor por convecção, (kcal.m⁻².dia⁻¹)
 ϕ_e - transferência de calor por evaporação, (kcal.m⁻².dia⁻¹)
 ϕ_q - fluxo de calor gerado pelos caudais afluentes/efluentes de rios ou de águas subterrâneas, (kcal.m⁻².dia⁻¹)
 ϕ_s - fluxo de calor na interface água-sedimento, (kcal.m⁻².dia⁻¹)
 Φ - fonte de energia, (cal.m⁻²)

ÍNDICE DE MATÉRIAS

Capítulo 1 – Introdução	1
1.1– Considerações gerais	1
1.2– Objectivos e metodologia do estudo	3
1.3– Estrutura do trabalho	9
Capítulo 2 – Enquadramento e descrição do regime térmico de lagos e de albufeiras	11
2.1 – Introdução	11
2.2 – Utilização de modelos matemáticos na previsão da evolução dos ecossistemas aquáticos.....	11
2.3 – Regime térmico de lagos e albufeiras.....	13
2.3.1 – Considerações gerais.....	13
2.3.2 – Radiação solar.....	15
2.3.3 – Trocas de energia na interface ar-água	17
2.3.4 – Penetração de energia ao longo da coluna de água.....	21
2.3.5 – Homogeneização/estratificação térmica.....	24
2.3.6 – Temperatura do ar <i>versus</i> temperatura de uma massa de água	59
Capítulo 3 – Revisão bibliográfica	69
3.1 – Introdução	69
3.2 – Alterações climáticas	69
3.3 – Cenários climáticos	82
3.4 – Potenciais efeitos das alterações climáticas em lagos e albufeiras.....	86
3.4.1 – Alterações físicas e geoquímicas	87
3.4.2 – Alterações biológicas.....	95
3.5 – Simulação da qualidade da água de rios, lagos e de albufeiras em função de diferentes cenários climáticos.....	100
3.5.1 – Introdução.....	100
3.5.2 – Avaliação da qualidade da água em função de cenários climáticos	100
3.5.3 – Integração dos modelos de simulação da temperatura da água nos modelos de simulação atmosférica global ou regional	107
Capítulo 4 – Modelos de simulação da qualidade da água	113
4.1 – Introdução	113
4.2 – Modelo unidimensional	116
4.2.1 – Introdução.....	116
4.2.2 – Formulação geral do modelo.....	116
4.3 – Modelo bidimensional	127
4.3.1 – Introdução.....	127

4.3.2 – Formulação geral do modelo	127
4.2.3 – Aplicações do modelo CE-QUAL-W2	132
Capítulo 5 - Principais características das albufeiras simuladas	137
5.1 – Introdução	137
5.2 – Características gerais de cada uma das albufeiras e da correspondente bacia hidrográfica.....	137
Capítulo 6 – Obtenção, apresentação e análise de resultados	141
6.1 – Introdução	141
6.2 – Representação conceptual dos sistemas.....	141
6.3 – Dados necessários ao funcionamento dos modelos	149
6.3.1 – Introdução.....	149
6.3.2 – Dados meteorológicos	149
6.3.3 – Condições iniciais	167
6.3.4 – Afluências ao sistema.....	167
6.3.5 – Calibração do modelo CE-QUAL-W2	173
6.4 – Apresentação e análise dos resultados	185
6.4.1 – Introdução.....	185
6.4.2 – Modelo unidimensional de simulação da temperatura da água	186
6.4.3 – Simulação de cenários climáticos baseados no incremento da temperatura diária do ar	211
6.4.4 – Simulação do regime térmico de albufeiras em função de previsões climáticas obtidas para um período temporal de 20 anos, localizado entre 2081 e 2100.	223
6.4.5 – A influência da morfologia na variação da temperatura da água de lagos e de albufeiras.....	242
7 – Conclusões e sugestões para prosseguimento dos estudos.....	257
7.1 – Conclusões.....	257
7.2 – Sugestões para prosseguimento dos estudos	260
8 - Bibliografia	263
Anexo.....	293

ÍNDICE DE FIGURAS

Figura 2.6 - Classificação do regime térmico de lagos em função da latitude (figura adaptada de LEWIS, 1983)	30
Figura 3.1 - Fracção molar de CO ₂ na atmosfera – média mensal (medição continua). Observatório de Mauna Loa, Hawaii, (1958-2013) (NOAA, 2013).	70
Figura 3.2 - Reconstrução dos valores da anomalia da temperatura do ar e da concentração de CO ₂ , na Antárctica (figura adaptada de LÜTHI <i>et al.</i> , 2008)	71
Figura 3.3 - Anomalia da temperatura (1880-2012) (CRU/Hadley Centre, NCDC, GISS)	72
Figura 3.4 - Reconstrução da anomalia da temperatura do ar no Hemisfério Norte, nos últimos 1700 anos de acordo com diferentes fontes (figura adaptada de IPCC, 2007).....	74
Figura 3.5 - Reconstrução da anomalia da temperatura do ar no Hemisfério Norte, nos últimos 1200 anos.....	76
Figura 3.6 - Reconstrução da anomalia da temperatura do ar no Antártico (850-1990) e no hemisfério sul (300-2006) (período de referência, 1961-1990)	77
Figura 3.7 - Reconstrução da anomalia da temperatura da terra na península Ibérica (período de referência correspondente aos últimos 4 000 anos) (MARTÍN-CHIVELET, <i>et al.</i> , 2011)	77
Figura 3.8 - Simulação do forçamento radioactivo e da anomalia da temperatura nos últimos 1 100 anos (figura adaptada de IPCC, 2007)	79
Figura 3.9 - Resultados da simulação do aquecimento superficial do globo (1900-2100) com um modelo de complexidade intermédia (figura adaptada de KNUTTI & HEGERL, 2008).....	81
Figura 3.10 - Evolução do aquecimento médio superficial do planeta relativamente ao período 1980-1999, obtida com modelos de circulação geral da atmosfera (IPCC, 2007)	84
Figura 4.1 - Correção da instabilidade resultante do processo de mistura por convecção	122
Figura 4.2 - Valores da constante <i>c</i> versus volume de cada massa de água	124
Figura 4.3 - $K_z[0]$ versus volume de cada massa de água	125
Figura 4.4 - K_{hi} versus profundidade de cada massa de água	126
Figura 5.1 - Localização em Portugal continental das albufeiras simuladas	137
Figura 6.1 - Representação conceptual adoptada para algumas das albufeiras simuladas (modelo CE-QUAL W2)	142
Figura 6.2 - Representação conceptual adoptada para o sistema Alqueva-Pedrogão (modelo CE-QUAL-W2)	143

Figura 6.3 - Representação conceptual adoptada para a albufeira de Pedrogão (modelo CE-QUAL-W2)	143
Figura 6.4 - Representação conceptual adoptada para a albufeira de Castelo do Bode (modelo CE-QUAL-W2)	143
Figura 6.5 - Representação conceptual adoptada para a albufeira do Cabril (modelo CE-QUAL-W2)	143
Figura 6.6 - Representação conceptual adoptada para a albufeira do Alto Rabagão (modelo CE-QUAL-W2)	144
Figura 6.7 - Representação conceptual adoptada para a albufeira de Santa Clara (modelo CE-QUAL-W2)	144
Figura 6.8 - Representação conceptual adoptada para a albufeira da Agueira (modelo CE-QUAL-W2)	144
Figura 6.9 - Representação conceptual adoptada para a albufeira do Alto Lindoso (modelo CE-QUAL-W2)	144
Figura 6.10 - Representação conceptual adoptada para a albufeira do Caia (modelo CE-QUAL-W2)	145
Figura 6.11 - Representação conceptual adoptada para a albufeira de Odeleite (modelo CE-QUAL-W2)	145
Figura 6.12 - Representação conceptual adoptada para a albufeira do Torrão (modelo CE-QUAL-W2)	145
Figura 6.13 - Representação conceptual adoptada para a albufeira de Crestuma-Lever (modelo CE-QUAL-W2)	145
Figura 6.14 - Representação conceptual adoptada para a albufeira de Fronhas (modelo CE-QUAL-W2)	145
Figura 6.15 - Representação conceptual adoptada para a albufeira do Azibo (modelo CE-QUAL-W2)	146
Figura 6.16 - Representação conceptual adoptada para a albufeira da Bouçã (modelo CE-QUAL-W2)	146
Figura 6.17 - Representação conceptual adoptada para a albufeira do Funcho (modelo CE-QUAL-W2)	146
Figura 6.18 - Representação conceptual adoptada para a albufeira de Monte Novo (modelo CE-QUAL-W2)	146
Figura 6.19 - Representação conceptual adoptada para a albufeira de Enxoé (modelo CE-QUAL-W2)	146
Figura 6.20 - Representação conceptual adoptada para a albufeira de São Domingos (modelo CE-QUAL-W2)	147

Figura 6.21 - Representação conceptual adoptada para a albufeira do Alto Cávado (modelo CE-QUAL-W2)	147
Figura 6.22 - Representação conceptual adoptada para a albufeira de Penha Garcia (modelo CE-QUAL-W2)	147
Figura 6.23 - Representação conceptual adoptada para a albufeira de Vale Côvo/Salgueiral (modelo CE-QUAL-W2)	147
Figura 6.24 - Representação conceptual adoptada para a albufeira de Penide (modelo CE-QUAL-W2)	147
Figura 6.25 - Representação conceptual adoptada para a albufeira de Cercosa (modelo CE-QUAL-W2)	148
Figura 6.26 - Representação conceptual adoptada para a albufeira do Alto Tâmega (modelo CE-QUAL-W2)	148
Figura 6.27 - Representação conceptual adoptada para a albufeira de Daivões (modelo CE-QUAL-W2)	148
Figura 6.28 - Representação conceptual adoptada para a albufeira de Gouvães (modelo CE-QUAL-W2)	148
Figura 6.29 - Representação conceptual adoptada para o sistema Girabolhos-Bogueira (modelo CE-QUAL-W2)	148
Figura 6.30 - Valores médios, máximos e mínimos de temperatura do ar, obtidos pelo IDL e com os modelos ETHZ, KNMI e SMHI	155
Figura 6.31 - Valores médios máximos e mínimos de precipitação total anual, obtidos pelo IDL e com os modelos ETHZ, KNMI e SMHI	156
Figura 6.32 - Albufeira do Alto Lindoso – Valores médios de temperatura média diária (1989-2008/2081-2010)	161
Figura 6.33 - Albufeira da Aguieira – Valores médios de temperatura média diária (1989-2008/2081-2010)	161
Figura 6.34 - Albufeira do Caia – Valores médios de temperatura média diária (1989-2008/2081-2010)	162
Figura 6.35 - Albufeira de Odeleite – Valores médios de temperatura média diária (1989-2008/2081-2010)	162
Figura 6.36 - Albufeira do Alto Lindoso – Valores médios de precipitação média diária (1989-2008/2081-2010)	163
Figura 6.37 - Albufeira do Alto Lindoso – Série de Fourier ajustada aos valores médios de precipitação média diária	163
Figura 6.38 - Albufeira da Aguieira – Valores médios de precipitação média diária (1989-2008/2081-2010)	164

Figura 6.39 - Albufeira da Aguieira – Série de Fourier ajustada aos valores médios de precipitação média diária	164
Figura 6.40 - Albufeira de Caia – Valores médios de precipitação média diária (1989-2008/2081-2010).....	165
Figura 6.41 - Albufeira de Caia – Série de Fourier ajustada aos valores médios de precipitação média diária	165
Figura 6.42 - Albufeira de Odeleite – Valores médios de precipitação média diária (1989-2008/2081-2010).....	166
Figura 6.43 - Albufeira de Odeleite – Série de Fourier ajustada aos valores médios de precipitação média diária	166
Figura 6.44 - Albufeira da Aguieira – Perfis de temperatura da água e de OD	175
Figura 6.45 - Albufeira de Alqueva – Perfis de temperatura da água e de OD.....	175
Figura 6.46 - Albufeira do Alto Lindoso – Perfis de temperatura da água e de OD.....	176
Figura 6.47 - Albufeira do Alto Cávado – Perfis de temperatura da água e de OD	176
Figura 6.48 - Albufeira do Alto Rabagão – Perfis de temperatura da água e de OD.....	177
Figura 6.49 - Albufeira da Bouça – Perfis de temperatura da água e de OD	177
Figura 6.50 - Albufeira de Cabril – Perfis de temperatura da água e de OD	178
Figura 6.51 - Albufeira de Castelo do Bode – Perfis de temperatura da água e de OD	178
Figura 6.52 - Albufeira de Fronhas – Perfis de temperatura da água e de OD	179
Figura 6.53 - Albufeira do Funcho – Perfis de temperatura da água e de OD.....	179
Figura 6.54 - Albufeira do Torrão – Perfis de temperatura da água e de OD	180
Figura 6.55 - Albufeira de Odeleite – Perfis de temperatura da água e de OD	180
Figura 6.56 - Albufeira do Azibo – Temperatura da água e OD - Superfície	181
Figura 6.57 - Albufeira do Caia – Temperatura da água e OD - Superfície.....	181
Figura 6.58 - Albufeira da Cercosa – Temperatura da água e OD - Superfície.....	182
Figura 6.59 - Albufeira de Crestuma-Lever – Temperatura da água e OD - Superfície	182
Figura 6.60 - Albufeira de Enxoé – Temperatura da água e OD - Superfície	183
Figura 6.61 - Albufeira de Monte Novo – Temperatura da água e OD - Superfície.....	183
Figura 6.62 - Albufeira de Santa Clara – Temperatura da água e OD - Superfície	184
Figura 6.63 - Albufeira de São Domingos – Temperatura da água e OD - Superfície.....	184
Figura 6.64 - Albufeira da Aguieira - Variação da temperatura da água em profundidade – CE-QUAL-W2 <i>versus</i> 1D	188
Figura 6.65 - Albufeira do Alto Lindoso - Variação da temperatura da água em profundidade – CE-QUAL-W2 <i>versus</i> 1D	188
Figura 6.66 - Albufeira do Alto Rabagão - Variação da temperatura da água em profundidade – CE-QUAL-W2 <i>versus</i> 1D	189

Figura 6.67 - Albufeira da Bouçã - Variação da temperatura da água em profundidade – CE-QUAL-W2 <i>versus</i> 1D	189
Figura 6.68 - Albufeira do Cabril - Variação da temperatura da água em profundidade – CE-QUAL-W2 <i>versus</i> 1D	190
Figura 6.69 - Albufeira de Castelo do Bode - Variação da temperatura da água em profundidade – CE-QUAL-W2 <i>versus</i> 1D	190
Figura 6.70 - Albufeira do Torrão - Variação da temperatura da água em profundidade – CE-QUAL-W2 <i>versus</i> 1D	191
Figura 6.71 - Albufeira de Alqueva - Variação da temperatura da água em profundidade – CE-QUAL-W2 <i>versus</i> 1D	192
Figura 6.72 - Albufeira do Alto Cávado - Variação da temperatura da água em profundidade – CE-QUAL-W2 <i>versus</i> 1D	194
Figura 6.73 - Albufeira do Azibo - Variação da temperatura da água em profundidade – CE-QUAL-W2 <i>versus</i> 1D	194
Figura 6.74 - Albufeira da Cercosa - Variação da temperatura da água em profundidade – CE-QUAL-W2 <i>versus</i> 1D	195
Figura 6.75 - Albufeira do Caia - Variação da temperatura da água em profundidade – CE-QUAL-W2 <i>versus</i> 1D	195
Figura 6.76 - Albufeira de Fronhas - Variação da temperatura da água em profundidade – CE-QUAL-W2 <i>versus</i> 1D	196
Figura 6.77 - Albufeira de Odeleite - Variação da temperatura da água em profundidade – CE-QUAL-W2 <i>versus</i> 1D	196
Figura 6.78 - Albufeira de Santa Clara - Variação da temperatura da água em profundidade – CE-QUAL-W2 <i>versus</i> 1D	197
Figura 6.79 - Albufeira de São Domingos - Variação da temperatura da água em profundidade – CE-QUAL-W2 <i>versus</i> 1D	198
Figura 6.80 - Albufeira de Crestuma-Lever - Variação da temperatura da água em profundidade – CE-QUAL-W2 <i>versus</i> 1D	198
Figura 6.81 - Albufeira do Enxoé - Variação da temperatura da água em profundidade – CE-QUAL-W2 <i>versus</i> 1D	199
Figura 6.82 - Albufeira de Penha Garcia - Variação da temperatura da água em profundidade – CE-QUAL-W2 <i>versus</i> 1D	199
Figura 6.83 - Albufeira de Penide - Variação da temperatura da água em profundidade – CE-QUAL-W2 <i>versus</i> 1D	200
Figura 6.84 - Albufeira do Funcho - Variação da temperatura da água em profundidade – CE-QUAL-W2 <i>versus</i> 1D	200

Figura 6.85 - Albufeira de Monte Novo - Variação da temperatura da água em profundidade – CE-QUAL-W2 <i>versus</i> 1D	201
Figura 6.86 - Albufeira de Pedrogão - Variação da temperatura da água em profundidade – CE-QUAL-W2 <i>versus</i> 1D	201
Figura 6.87 - Albufeira de Vale Côvo/Salgueiral - Variação da temperatura da água em profundidade – CE-QUAL-W2 <i>versus</i> 1D	202
Figura 6.88 - Alb. de Castelo do Bode - Temperatura da água à superfície – CE-QUAL-W2 <i>versus</i> 1D	203
Figura 6.89 - Albufeira da Aguieira - Temperatura da água à superfície – CE-QUAL-W2 <i>versus</i> 1D	203
Figura 6.90 - Albufeira do Alto Lindoso - Temperatura da água à superfície – CE-QUAL-W2 <i>versus</i> 1D	203
Figura 6.91 - Albufeira do A. Rabagão - Temperatura da água à superfície – CE-QUAL-W2 <i>versus</i> 1D	203
Figura 6.92 - Albufeira de Cabril - Temperatura da água à superfície – CE-QUAL-W2 <i>versus</i> 1D	203
Figura 6.93 - Albufeira do Alto Lindoso e albufeira do Cabril - Evolução temporal da temperatura da água em profundidade, modelo CE-QUAL-W2 <i>versus</i> modelo 1D	204
Figura 6.94 - Albufeira de Castelo do Bode - Evolução temporal da temperatura da água em profundidade, modelo CE-QUAL-W2, com (A) e sem a afluência de escoamento (B)	205
Figura 6.95 - Correlação do incremento do fluxo de energia e do valor de $K_z[0]$ com a área de bacia hidrográfica e a profundidade de cada uma das massas de água ...	206
Figura 6.96 - Variação de D(z) com a profundidade de cada uma das massas de água	206
Figura 6.97 - Albufeira de Castelo do Bode - Variação da temperatura da água à superfície – CE-QUAL-W2 <i>versus</i> 1D-M	207
Figura 6.98 - Albufeira da Aguieira - Variação da temperatura da água à superfície – CE-QUAL-W2 <i>versus</i> 1D-M	207
Figura 6.99 - Albufeira do Alto Rabagão - Variação da temperatura da água à superfície – CE-QUAL-W2 <i>versus</i> 1D-M	208
Figura 6.100 - Albufeira do Cabril - Variação da temperatura da água à superfície – CE-QUAL-W2 <i>versus</i> 1D-M	208
Figura 6.101 - Albufeira do Alto Lindoso - Variação da temperatura da água à superfície – CE-QUAL-W2 <i>versus</i> 1D-M	208
Figura 6.102 - Albufeira de Castelo do Bode - Variação da temperatura da água em profundidade – CE-QUAL-W2 <i>versus</i> 1D-M	209

Figura 6.103 - Albufeira da Aguieira - Variação da temperatura da água em profundidade – CE-QUAL-W2 <i>versus</i> 1D-M.....	209
Figura 6.104 - Albufeira do Alto Rabagão - Variação da temperatura da água em profundidade – CE-QUAL-W2 <i>versus</i> 1D-M.....	210
Figura 6.105 - Albufeira do Cabril - Variação da temperatura da água em profundidade – CE-QUAL-W2 <i>versus</i> 1D-M.....	210
Figura 6.106 - Albufeira do Alto Lindoso - Variação da temperatura da água em profundidade – CE-QUAL-W2 <i>versus</i> 1D-M.....	211
Figura 6.107 - Variação da temperatura da água e da concentração de OD em função da variação da temperatura do ar (valor médio para todo o volume de água)	212
Figura 6.108 - Variação da temperatura da água e da concentração de OD em função da variação da temperatura do ar (série temporal obtida à superfície)	213
Figura 6.109 - Variação da temperatura da água e da concentração de OD em função da variação da temperatura do ar (série temporal obtida à profundidade média).....	213
Figura 6.110 - Variação da temperatura da água e da concentração de OD em função da variação da temperatura do ar (série temporal obtida à profundidade máxima)	214
Figura 6.111 - Variação da temperatura da água e da concentração de OD em função da variação da temperatura do ar e do grau de estratificação das albufeiras - Cenário A (BASE).....	215
Figura 6.112 - Variação da temperatura da água e da concentração de OD em função da variação da temperatura do ar e do grau de estratificação das albufeiras – Cenário A (R20).....	216
Figura 6.113 - Variação da temperatura da água e da concentração de OD em função da variação da temperatura do ar e do grau de estratificação das albufeiras – Cenário A (R40).....	217
Figura 6.114 - Variação da temperatura da água e da concentração de OD em função da variação da temperatura do ar e do grau de estratificação das albufeiras – Cenário A (I20)	218
Figura 6.115 - Variação da temperatura da água e da concentração de OD em função da variação da temperatura do ar e do grau de estratificação das albufeiras – Cenário A (I40)	219
Figura 6.116 - Variação dos períodos de estabilidade térmica em função do incremento da temperatura do ar	220
Figura 6.117 - Correlação linear entre as séries de valores de ΔT , obtidas com a simulação da situação de referência e dos cenários futuros	228

Figura 6.118 - Variação média, máxima e mínima dos valores de temperatura de todo o volume de água obtida com a simulação da situação de referência e dos cenários futuros.....	229
Figura 6.119 - Evolução ao longo do período de simulação dos valores de temperatura da água, na secção localizada a 1 km da barragem da Aguieira (Situação de referência - 1989-2008 Modelo ETHZ <i>versus</i> Projecção climática - 2081-2100 Modelo SMHI)	233
Figura 6.120 - Evolução ao longo do período de simulação dos valores de temperatura da água, na secção localizada a 1 km da barragem do Alto Lindoso (Situação de referência - 1989-2008 Modelo ETHZ <i>versus</i> Projecção climática - 2081-2100 Modelo ETHZ).....	234
Figura 6.121 - Valores médios diários da temperatura da água (1981-2000/2081-2100) I.	235
Figura 6.122 - Valores médios diários da temperatura da água (1981-2000/2081-2100) II	236
Figura 6.123 - Valores médios diários da temperatura da água (1981-2000/2081-2100) III	237
Figura 6.124 - Correlação da variação da temperatura da água das albufeiras estratificadas com volume de simulação.....	239
Figura 6.125 - Correlação da variação da temperatura da água das albufeiras com a área superficial ao NPA.....	239
Figura 6.126 - Correlação da variação da temperatura da água das albufeiras com a profundidade média	240
Figura 6.127 - Correlação entre o volume ao NPA e a área superficial ao NPA; correlação entre a profundidade média e o volume ao NPA de cada uma das albufeiras.	242
Figura 6.128 - Variação da temperatura da água – Valor médio em todo o volume de água (Cenários Ref, Ref1 e B (VolC)).....	245
Figura 6.129 - Variação da temperatura da água – Superfície (Cenários Ref, Ref1 e B (VolC)).....	246
Figura 6.130 - Variação da temperatura da água – Meio (Cenários Ref, Ref1 e B (VolC)).	247
Figura 6.131 - Variação da temperatura da água – Fundo (Cenários Ref, Ref1 e B (VolC))	248
Figura 6.132 - Variação média nos meses de Junho, Julho e Agosto da temperatura média da água (valor médio de todo o volume de água a), e da temperatura à superfície b), <i>versus</i> , o volume, Cenário B (VolC)	251
Figura 6.133 - Variação média nos meses de Junho, Julho e Agosto da temperatura média da água (valor médio de todo o volume de água a), e da temperatura à superfície b), <i>versus</i> o volume, Cenário A (BASE).....	251

Figura 6.134 - Albufeiras da Aguieira e de Penide - Variação da temperatura da água – Cenários B (Ref) e Cenário B (VolC)	253
Figura 6.135 - Albufeiras de Cabril e de Fronhas - Variação da temperatura da água – Cenários B (Ref) e Cenário B (VolC)	254
Figura 6.136 - Albufeiras de Castelo do Bode e do Alto Cávado - Variação da temperatura da água – Cenários B (Ref) e Cenário B (VolC)	255

ÍNDICE DE QUADROS

Quadro 1.1 – Modelos Climáticos Regionais - ENSEMBLES	7
Quadro 2.1 – Referências bibliográficas dos coeficientes, σ e n da equação de MUNK e ANDERSON, 1948, para o cálculo da difusividade turbulenta vertical	43
Quadro 3.1 – Referências bibliográficas das séries de anomalia da temperatura	75
Quadro 3.2 – Referências bibliográficas apresentadas na Figura 3.8.....	79
Quadro 3.4 – Projecção do aquecimento médio global no final do século XXI (IPCC 2007)	84
Quadro 3.5 – Variação da temperatura da água à superfície em albufeiras nacionais (1981-1999, 2000 - 2012)	89
Quadro 3.6 – Variação da temperatura da água em rios e lagos nas últimas décadas	90
Quadro 3.7 – Variação do período de estratificação térmica em diferentes massas de água	91
Quadro 3.8 – Variação da concentração de OD à superfície em albufeiras nacionais (1981-1999, 2000-2012)	93
Quadro 3.9 – Estudos científicos de simulação matemática da evolução da temperatura de rios.....	101
Quadro 4.3 – Parametrização da viscosidade turbulenta vertical (Fonte: COLE & WELLS, 2011)	132
Quadro 5.1 – Principais características das albufeiras simuladas I (Fonte: INAG)	139
Quadro 5.2 – Principais características de cada uma das albufeiras II (Fonte: INAG)	140
Quadro 6.1 – Estações meteorológicas do SNIRH	150
Quadro 6.2 – Valores médios, máximos e mínimos de temperatura do ar (Situação de referência)	152
Quadro 6.3 – Valores médios, máximos e mínimos de precipitação total anual (Situação de referência)	153
Quadro 6.4 – Valores de AME e RMS, obtidos para as séries de valores de temperatura do ar e de precipitação total anual	154
Quadro 6.5 – Valores médios, máximos, mínimos e de desvio padrão, AME e RMS das séries de valores de temperatura (2081-2100)	158
Quadro 6.6 – Valores médios, máximos, mínimos e de desvio padrão, AME e RMS das séries de valores de precipitação total anual (2081-2100).....	159
Quadro 6.7 – Variação dos valores de precipitação total anual entre a situação de referência (1989-2008) e a projecção futura (2081-2100).....	160
Quadro 6.8 – Variação percentual do regime de caudais determinado pela simulação das projecções climáticas futuras	169
Quadro 6.9 – Dados de qualidade da água I (Fonte: INAG)	171

Quadro 6.10 – Dados de qualidade da água II (Fonte: INAG).....	172
Quadro 6.11 – Parâmetros de calibração da hidrodinâmica/temperatura e do OD	174
Quadro 6.12 – Valores de AME e de RMS obtidos para as simulações realizadas com o modelo unidimensional e o modelo CE-QUAL-W2.....	185
Quadro 6.13 – Variação dos valores de AME e de RMS em função do volume e da profundidade das massas de água.....	186
Quadro 6.14 – Valores de AME e de RMS obtidos para as simulações realizadas com o modelo unidimensional e com o modelo CE-QUAL-W2	187
Quadro 6.15 – Variação do coeficiente de difusividade turbulenta vertical do modelo unidimensional.....	193
Quadro 6.16 – Incremento do fluxo superficial de energia para cada uma das massas de água.....	206
Quadro 6.17 – Valores de AME e de RMS obtidos para as simulações realizadas com o modelo unidimensional (versão modificada) e o modelo CE-QUAL-W2	207
Quadro 6.18 – Variação dos períodos de estratificação térmica em função do incremento da temperatura do ar	221
Quadro 6.19 – Taxa de variação da temperatura da água e do OD com a temperatura do ar	222
Quadro 6.20 – Valores médios anuais de temperatura da água obtidos com a simulação da situação de referência (1989-2000).....	224
Quadro 6.21 – Valores médios anuais de temperatura da água obtidos com o cenário climático futuro (2081-2000).....	225
Quadro 6.22 – Variação média anual dos valores de temperatura da água obtida para cada um dos cenários de simulação	226
Quadro 6.23 – Variação média anual dos valores de OD obtidos para cada um dos cenários de simulação.....	227
Quadro 6.24 – Variação média anual dos valores de temperatura da água obtida para cada um dos cenários de simulação, em todo o volume de água e à superfície, nos meses de Junho Julho, Agosto e Setembro e no restante período anual excluindo estes quatro meses	230
Quadro 6.25 – Variação do número de dias de estratificação térmica	232
Quadro 6.26 – Comparação dos resultados obtidos com as duas abordagens metodológicas consideradas	241
Quadro 6.27 – Correlação linear entre os resultados obtidos com os cenários A (BASE) e B (VolC), e o volume, profundidade e área superficial dos sistemas simulados	250
Quadro 6.28 – Coeficientes de determinação (Valor médio – Cenário A (Base)).....	297

Quadro 6.29 – Coeficientes de determinação (Superfície – Cenário A (Base)).....	298
Quadro 6.30 – Coeficientes de determinação (Profundidade média – Cenário A (Base))..	299
Quadro 6.31 – Coeficientes de determinação (Profundidade máxima – Cenário A (Base))	300
Quadro 6.32 – Coeficientes de determinação (Valor médio – Cenário B (VolC))	301
Quadro 6.33 – Coeficientes de determinação (Superfície – Cenário B (VolC))	302
Quadro 6.34 – Coeficientes de determinação (Profundidade média – Cenário B (VolC)) ..	303
Quadro 6.35 – Coeficientes de determinação (Profundidade máxima – Cenário B (VolC))	304

CAPÍTULO 1 – INTRODUÇÃO

1.1 – CONSIDERAÇÕES GERAIS

O clima sofreu muitas mudanças no passado e irá continuar a mudar no futuro. Por outras palavras, o clima evolui e deve ser olhado como uma entidade viva. Deve ser evitado o conceito enganador da natureza constante do clima (PEIXOTO e OORT, 1992).

Ao longo de 4.54 biliões de anos de existência da Terra ocorreram vários períodos geológicos que se caracterizaram por uma radical modificação das variáveis meteorológicas, que definem o clima do planeta, dos quais resultaram profundas alterações da diversidade das espécies existentes, dos sistemas naturais e dos processos que sustentam a vida na Terra. Ocorreram ciclos de glaciações com uma duração aproximada de 100 000 anos, que determinaram a formação de extensas camadas de gelo, nas regiões polares, e períodos mais quentes, interglaciares, com uma duração de aproximadamente 10 000 anos (BERGER 1978, ELKIBBI *et al.*, 2001, LISIECKI, 2010).

A estrutura primária do sistema climático da Terra é função da posição do planeta em relação ao Sol, da inclinação do eixo do planeta (obliquidade), da forma da órbita (excentricidade) e da direcção da inclinação do eixo (precessão). Todas estas variáveis sofrem alterações em escalas temporais distintas, 41 000 anos (obliquidade), 100 000 anos (excentricidade) e 23 000 anos (precessão). A posição do planeta no designado ciclo de Milankovitch define qual a quantidade de radiação que atinge o topo da atmosfera. Actualmente, a Terra está na fase de arrefecimento deste ciclo, o que deveria resultar naturalmente no arrefecimento da temperatura global, (FIRTH & FISHER, 1992). No entanto, existem inúmeras evidências de que a Terra está a aquecer. A temperatura global teve um incremento observado de $0.74^{\circ}\text{C} \pm 0.18^{\circ}\text{C}$ entre 1906 e 2005 (IPCC, 2007).

As alterações climáticas mais significativas, como a variação da temperatura média anual de uma região em vários graus Celsius, podem ter ocorrido numa escala temporal de alguns milénios, séculos, por vezes décadas ou mesmo de apenas alguns anos. A tendência do clima em se modificar de uma forma relativamente rápida foi uma das descobertas mais surpreendentes do estudo da história da Terra, mais especificamente dos últimos 150 000 anos (TAYLOR *et al.*, 1993 *in* ADAMS *et al.*, 1999).

Até meados dos anos 90 do século XX, a visão dominante sobre as alterações climáticas era a de que o clima da Terra se tem alterado gradualmente, em resposta a fenómenos naturais e induzidos pelo homem. No entanto, evidências recolhidas nas últimas duas décadas têm demonstrado que o clima se tem modificado muito mais rapidamente, algumas vezes de forma abrupta. No contexto das modificações passadas abruptas, a designação “rapidamente” usualmente significa que é da ordem de uma década. Actualmente, os modelos utilizados para simular o clima da Terra e os

correspondentes impactos, não conseguem simular a dimensão, velocidade e a extensão das mudanças abruptas que ocorreram no passado, nem as que poderão ocorrer no futuro (THE NATIONAL ACADEMIES REPORT, 2004).

Apesar de o sistema climático exibir uma variabilidade não forçada (caótica) é, actualmente, amplamente reconhecida a tendência para o aquecimento global. As recentes simulações climáticas realizadas pelo Instituto de Meteorologia Max-Planck, e os resultados de simulações publicadas pelo IPCC, sugerem que a temperatura média anual poderá aumentar 2.5°C a 4.0°C até ao final do século XXI, se as emissões de CO₂ e dos restantes gases com efeito de estufa mantiverem a actual tendência de crescimento (Max-Planck Institute for Meteorology, 2006; IPCC, 2007).

As transições de fase da substância água no sistema climático, a circulação geral da atmosfera e a acção da gravidade, conduzem ao estabelecimento de uma circulação fechada da água, nas três fases possíveis. O balanço hidrológico e o clima condicionam as principais características da água que se encontra em lagos e albufeiras, a temperatura e o grau de oxigenação, regulando assim todas as reacções físico-químicas que ocorrem nestes ecossistemas.

Com o aumento da temperatura da água, a solubilidade dos gases decresce, e a solubilidade dos minerais e as taxas de reacção dos processos químicos aumentam. A toxicidade dos poluentes, a eficácia dos sistemas de tratamento, o sabor e o odor, são também afectados. A evolução, distribuição e a ecologia dos organismos aquáticos são extremamente sensíveis a variações deste parâmetro. As taxas de crescimento e respiração dos organismos aquáticos são dependentes da temperatura, e a maioria dos organismos têm padrões de temperatura específicos, dentro dos quais competem e se reproduzem. Este parâmetro, a temperatura, é uma das características físicas mais importantes dos sistemas aquáticos.

O incremento da temperatura da água poderá afectar a cobertura de gelo e os padrões de circulação em lagos, albufeiras e rios, bem como as taxas de reacção dos processos biogeoquímicos e ecológicos que determinam a qualidade da água. Em áreas em que o escoamento e a recarga de aquíferos diminuir, a qualidade da água pode também degradar-se em função da menor capacidade de diluição de poluentes. O aumento da intensidade e frequência de cheias e de eventos de precipitação extremos, podem determinar o incremento da carga poluente afluyente de origem difusa (matéria orgânica, nutrientes e substâncias perigosas), gerada em terrenos agrícolas, florestais, ou em descargas de águas residuais urbanas.

A pressão crescente que é exercida actualmente sobre os recursos hídricos tem provocado impactos significativos nos ecossistemas dulciaquícolas a nível mundial. Muitas espécies animais e vegetais encontram-se já extintas ou em perigo de extinção, caso não seja implementada a sua recuperação. Porém, a conservação da biodiversidade não se limita à protecção individual das espécies, sendo necessário dirigir esforços conservacionistas para as comunidades e seus habitats (COLARES-

PEREIRA *et al.*, 2007). De todos os ecossistemas, os de água doce terão a maior proporção de espécies ameaçadas ou extintas devido às alterações climáticas (IPCC, 2007).

A escassez e a degradação dos recursos hídricos, pelo facto de poderem gerar perturbações irreversíveis nos sistemas sócio-ecológicos, são seguramente motivos de preocupação para o século XXI. A observação de dados e a análise de projecções climáticas, tem permitido concluir que os recursos de água doce são vulneráveis e deverão ser fortemente afectados pelas alterações climáticas, produzindo inúmeras consequências para as sociedades humanas e para os ecossistemas (IPCC, 2008).

O conceito de desenvolvimento sustentável é indissociável do conceito de resiliência ecológica, pelo facto de os sistemas humano e ecológico serem dinâmicos, interactivos e interdependentes. A resiliência no âmbito dos sistemas sócio-ecológicos (SSE) é descrita por vários autores como sendo a capacidade que um sistema possui de ser afectado por um distúrbio e de se reorganizar, enquanto se modifica, para que mantenha essencialmente a mesma estrutura, função e identidade (WALKER *et al.*, 2004, FOLKE *et al.*, 2002, DUFFEY, 2009). Preservar ou aumentar a resiliência de um SSE que venha a ser afectado por externalidades não controláveis, como o aumento da temperatura do ar, é um processo complexo, em função da natureza do SSE e da dimensão da perturbação.

A gestão sustentável dos recursos hídricos depende, não só da limitação e controlo dos efeitos antropogénicos que afectam a qualidade da água de lagos e albufeiras, mas também da previsão das potenciais alterações que possam ocorrer nesses ecossistemas, até para que seja possível melhor definir as necessárias medidas de adaptação.

Deve-se estabelecer um plano de acção adaptável às actuais incertezas associadas aos cenários climáticos, que não restrinja as opções futuras e que seja periodicamente actualizado (OLIVEIRA & CUNHA, 2013).

1.2 – OBJECTIVOS E METODOLOGIA DO ESTUDO

O estudo que se pretende realizar tem como principais objectivos:

- Desenvolvimento de um modelo unidimensional de simulação da temperatura da água de lagos e albufeiras localizados em regiões de clima temperado, com o intuito de melhorar a parametrização destes sistemas nos modelos globais e regionais de simulação climática;
- Avaliação dos potenciais efeitos das alterações climáticas no regime térmico de sistemas lacustres;

- Avaliação dos potenciais efeitos de algumas características morfológicas no regime térmico de sistemas lacustres.

Num grande número de sistemas de simulação, como os sistemas numéricos de previsão do estado do tempo e os modelos de simulação climática, gerais ou regionais, o efeito dos lagos e albufeiras, não é considerado ou é parametrizado de forma algo grosseira. Com o aumento da resolução horizontal dos modelos, aumenta a necessidade de integração destes subsistemas na componente principal de simulação. Usualmente, não se integram os modelos complexos de simulação do regime térmico de lagos e albufeiras nos sistemas numéricos de previsão do estado do tempo, devido às elevadas exigências computacionais destes últimos, pelo que urge a definição de modelos de simulação da temperatura da água simples, pouco exigentes em termos computacionais, e que permitam aumentar o rigor da simulação das trocas de energia na interface ar-água, que forçam os modelos de simulação climática.

A definição do modelo unidimensional de difusão vertical turbulenta desenvolvido neste estudo foi realizada com o objectivo principal de reduzir o número de coeficientes de calibração. Assim, incluíram-se seis alterações à formulação usual dos modelos unidimensionais de simulação da temperatura de massas de água lânticas:

- Assume-se que toda a energia solar incidente, não reflectida, é absorvida na camada superficial da massa de água, excluindo-se assim a parametrização da transmissão e absorção de luz, usualmente descrita pela lei de Lambert-Beer e a consequente necessidade de inclusão de um coeficiente de extinção, e.g. SUNDARAM & REHM, 1972;
- O valor da difusividade turbulenta vertical no hipolímnio, após a formação da termoclina, é considerado constante e é obtido através de uma equação que correlaciona este parâmetro com o volume de cada uma das massas de água;
- Eliminou-se o termo correspondente à advecção;
- As simulações são realizadas com um volume constante, tendo-se excluído a variabilidade associada à afluência ou efluência de caudais, e.g. DUTRA *et al.*, 2010;
- A instabilidade que surge na evolução em profundidade da temperatura da água resultante do processo de mistura por convecção é ultrapassada através do cálculo da média ponderada, entre a temperatura e a área de cada camada instável, considerando os pontos em que ocorre um gradiente de densidade negativo, e.g. CANCELLI, 2006;
- A parametrização da difusividade turbulenta vertical foi realizada com a equação desenvolvida por SUNDARAM & REHM, 1972. Adicionalmente, desenvolveu-se uma segunda versão do modelo unidimensional, cuja definição inclui uma versão modificada desta equação, com o objectivo de se aproximar os perfis de temperatura obtidos a volume constante (sem a afluência/efluência de caudal), dos resultados obtidos quando se considera a afluência/efluência de caudal. Esta abordagem corresponde a uma simplificação do balanço de energia de uma massa de água, com o objectivo de melhorar os resultados obtidos com a simulação de massas de água a volume constante (sem a afluência/efluência de caudal). A parametrização da energia transportada pelo

escoamento afluente/efluente a uma albufeira é realizada através do incremento do fluxo superficial de energia, correlacionado com a dimensão da área da bacia hidrográfica e a profundidade média de cada albufeira.

A solução da equação de difusão é obtida através da consideração de uma grelha temporal e espacialmente uniforme, e do esquema numérico implícito de Crank-Nicolson. O modelo foi implementado na linguagem de programação *Python*, complementada pelo módulo de computação numérica *Numpy*, implementado em linguagem C, com o objectivo de aumentar significativamente a velocidade computacional do modelo. Utilizando esta linguagem, é relativamente simples combinar as linguagens C, ou Fortran, para otimizar a eficiência computacional de uma determinada operação a realizar com uma matriz numérica.

Assim, o modelo unidimensional pode ser facilmente conjugado com os modelos de previsão meteorológica ou de simulação climática, usualmente escritos em Fortran, com a vantagem de ser possível otimizar a velocidade de programação de qualquer parte do código base, (“Multi-language programming”). No Anexo I é apresentado o código gerado para a definição do modelo unidimensional.

Paralelamente, a metodologia utilizada para a avaliação dos potenciais efeitos das alterações climáticas no regime térmico de sistemas lacustres consiste na conjugação de duas abordagens distintas:

- Simulação do regime térmico de albufeiras localizadas em Portugal continental, com o modelo bidimensional CE-QUAL-W2, em função de cenários que definem o incremento da temperatura média diária do ar e o incremento/redução das afluências/efluências.
- Simulação do regime térmico de albufeiras localizadas em Portugal continental, com o modelo bidimensional CE-QUAL-W2, em função de previsões climáticas, obtidas para um período temporal de 20 anos, entre 2081 e 2100.

A abordagem metodológica considerada para a simulação de cenários climáticos com o modelo CE-QUAL-W2, baseados no incremento da temperatura média diária, baseou-se na simulação de 29 albufeiras localizadas em Portugal continental, distribuídas pelas bacias hidrográficas dos rios Lima, Douro, Vouga, Cávado, Mondego, Tejo, Guadiana, Arade, e Ribeiras do Oeste: Agueira; Alqueva; Alto Cávado; Alto Lindoso; Alto Rabagão; Azibo; Bouçã; Cabril; Caia; Castelo do Bode; Cercosa; Crestuma-Lever; Enxoé; Fronhas; Funcho; Monte Novo; Odeleite; Pedrogão; Penha Garcia; Penide; Santa Clara; São Domingos; Torrão, e Vale Covo/Salgueiral. Adicionalmente, com o objectivo de se aumentar o número de casos de estudo incluíram-se cinco albufeiras cuja construção está prevista no Plano Nacional de Barragens de Elevado Potencial Hidroeléctrico: Alto Tâmega; Daivões; Gouvães; Girabolhos e Bogueira.

A selecção destas albufeiras foi realizada em função das suas características geométricas e da sua localização, com o objectivo de se tomar em consideração a variabilidade climática existente em Portugal continental. O volume das albufeiras varia entre o valor correspondente ao nível de pleno armazenamento (NPA) da albufeira de Cercosa, 0.06 hm³, e os 4 150 hm³ da albufeira de Alqueva, igualmente para o nível de pleno armazenamento (NPA).

A situação de referência correspondente à simulação de cenários climáticos baseados no incremento da temperatura média diária do ar, é caracterizada com dados meteorológicos relativos ao período temporal compreendido entre 1989 e 2008, obtidos pelo Instituto Dom Luiz (IDL) - Universidade de Lisboa, através de simulações realizadas com o modelo Weather Research and Forecasting (WRF, SKAMAROCK *et al.*, 2008), com uma resolução espacial de 9 km, forçado com a reanálise *ERA-Interim*, produzida pelo *European Centre for Medium-Range Weather Forecasts* (ECMWF).

Este cenário de simulação foi posteriormente comparado com vinte cenários resultantes da conjugação do incremento da temperatura do ar de 2°C, 4°C, 6°C e 8°C, com diferentes regimes de escoamento das albufeiras:

- Regime natural correspondente ao período temporal compreendido entre 1989 e 2008;
- Redução de 20% das afluências/efluências durante o período temporal compreendido entre 1989 e 2008;
- Redução de 40% das afluências/efluências durante o período temporal compreendido entre 1989 e 2008;
- Aumento de 20% das afluências/efluências durante o período temporal compreendido entre 1989 e 2008;
- Aumento de 40% das afluências/efluências durante o período temporal compreendido entre 1989 e 2008.

A segunda abordagem metodológica considerada para a avaliação dos potenciais efeitos das alterações climáticas no regime térmico de lagos e de albufeiras, baseou-se na simulação, com o modelo CE-QUAL-W2, de 24 das 29 albufeiras anteriormente referidas, em função de previsões climáticas obtidas para um período temporal de 20 anos, compreendido entre 2081 e 2100. Nesta segunda análise, excluíram-se as cinco albufeiras que ainda não se encontram construídas, pelo facto de não existirem valores observados que permitam validar a sua calibração. A simulação da evolução do regime térmico das albufeiras em função de previsões climáticas foi realizada através da consideração dos resultados obtidos com três modelos climáticos regionais, com uma resolução espacial de 25 km, pertencentes ao projecto ENSEMBLES, forçados pelos resultados obtidos com três modelos climáticos de circulação global (Global Climate Model - GCM), tendo-se considerado um período temporal de 20 anos, entre 2081 e 2100 (Quadro 1.1). As séries de valores meteorológicos obtidas com os três modelos de simulação foram consideradas directamente na caracterização meteorológica dos cenários simulados com o modelo CE-QUAL-W2. As simulações obtidas com os GCM's têm como base o cenário de emissões A1B, segundo o qual, durante o século XXI, os

combustíveis fósseis serão utilizados de forma equilibrada. O período temporal correspondente à situação de referência simulada, encontra-se limitado no tempo ao ano 2000, em função dos dados meteorológicos obtidos com os três modelos utilizados. Assim, com o objectivo de não se perder representatividade nas simulações realizadas, optou-se por caracterizar a situação de referência, compreendida entre 1989 e 2008, com os últimos 20 anos das séries de valores meteorológicos obtidas com os modelos climáticos. Deve referir-se que o principal objectivo desta abordagem metodológica correspondeu à avaliação dos potenciais efeitos que possam surgir na estrutura térmica das massas de água, em função de cenários climáticos extremos. Pretendeu-se identificar alterações que possam decorrer da simulação dos cenários considerados, possibilitando prever eventuais situações de risco para estes sistemas. Face à incerteza existente nas projecções climáticas, considera-se que a quantificação da anomalia da temperatura da água nos sistemas lacustres, para um horizonte temporal tão alargado, deverá constituir apenas uma referência, que se poderá alterar com a natural evolução dos sistemas e cenários de simulação. Os três modelos de simulação foram seleccionados em função da avaliação da performance dos modelos climáticos regionais pertencentes ao projecto ENSEMBLES, e.g. LENDERINK *et al.*, 2006; VAN DER LINDEN & MITCHELL, 2009; HERRERA *et al.*, 2010; SOARES *et al.*, 2012a.

Quadro 1.1 – Modelos Climáticos Regionais - ENSEMBLES

Acrónimo	Modelo	GCM	Instituição	Referência
ETHZ	CLM	HadCM3Q0	Swiss Institute of Technology	JAEGER <i>et al.</i> , 2008
KNMI	RACMO2	ECHAM5	Koninklijk Nederlands Meteorologisch Instituut	VAN MEIJGAARD <i>et al.</i> , 2008
SMHI	RCA3	ECHAM5	Swedish Meteorological and Hydrological Institute	SAMUELSSON <i>et al.</i> , 2011
GCM	Cenário de emissões		Instituição	Referência
HadCM3Q0	A1B		Hadley Centre	COLLINS <i>et al.</i> , 2010
ECHAM5	A1B		Max Planck Institute	MARSLAND <i>et al.</i> , 2003

O teor em oxigénio dissolvido (OD), pela importância que exerce nestes sistemas hídricos é também avaliado, e a sua variabilidade quantificada, apesar das limitações resultantes da impossibilidade de quantificar as cargas poluentes que poderão, no futuro, afluir a cada uma das massas de água.

A avaliação da influência da morfologia na variação da temperatura da água de lagos e de albufeiras, foi realizada através da consideração dos resultados obtidos com a simulação de cenários climáticos com o modelo bidimensional CE-QUAL-W2, baseados em incrementos assumidos para os valores da temperatura média diária do ar (2°C, 4°C, 6°C e 8°C), de acordo com o anteriormente referido. A natureza artificial das albufeiras, determinada pela gestão antropogénica do regime de caudais efluentes, traduz-se numa especificidade ecológica, em grande parte determinada pelo tempo de retenção que as caracterizam. Apesar desta importante singularidade, a sua ecologia é semelhante à de um lago, pelo que quase todos os efeitos das alterações climáticas são comuns a ambos os ecossistemas. Assim, durante a avaliação da influência da morfologia na variação da temperatura da

água de lagos e de albufeiras, e tendo presente a influência no regime térmico da afluência/efluência de caudais, definiram-se dois cenários adicionais, com o objectivo de amplificar o efeito de algumas características morfológicas. As 29 albufeiras são simuladas, a volume constante, com o modelo CE-QUAL-W2, sem a afluência/efluência de caudais (aproximando-se assim, hidrodinamicamente, a lagos de água doce), de duas formas distintas:

- As albufeiras são simuladas com um volume constante, sem a afluência/efluência de caudais, forçadas com dados meteorológicos disponibilizados pelo Instituto Dom Luiz - Universidade de Lisboa;
- Com o objectivo de uniformizar o forçamento meteorológico as albufeiras são simuladas com dados meteorológicos disponibilizados pelo Instituto Dom Luiz - Universidade de Lisboa, relativos a um único ponto localizado no centro do Pais e igualmente, com um volume constante, sem a afluência/efluência de caudais.

Com a análise dos resultados obtidos tentou estabelecer-se correlações entre a variação da temperatura do ar, a correspondente variação da temperatura da água e algumas características morfológicas das massas de água, em função de diferentes cenários de simulação.

A metodologia utilizada para atingir os objectivos do estudo desenvolvido passou pela concretização de diferentes fases, descritas ao longo do presente trabalho. Essas fases são em seguida referidas:

- Selecção dos casos de estudo a analisar e do modelo de simulação a utilizar, face aos objectivos do trabalho a desenvolver;
- Obtenção e tratamento dos dados de amostragem que permitiram caracterizar a situação de referência das massas de água;
- Obtenção e tratamento dos dados necessários à caracterização meteorológica dos cenários de simulação considerados;
- Estimativa da temperatura da água e do escoamento das linhas de água afluentes a cada uma das massas de água a considerar nos cenários simulação;
- Comparação dos resultados dos exercícios de simulação desenvolvidos com dados de amostragem;
- Desenvolvimento do modelo unidimensional de simulação da temperatura da água de lagos e albufeiras;
- Tratamento e análise dos resultados obtidos com o estudo desenvolvido.

1.3 – ESTRUTURA DO TRABALHO

O trabalho desenvolvido, no qual se inclui a revisão bibliográfica realizada, a descrição dos casos de estudo, a obtenção dos dados de campo, a descrição dos modelos de simulação utilizados e a descrição dos resultados obtidos, encontra-se distribuído pelos sete capítulos que constituem este documento.

No Capítulo 1 definem-se os objectivos e a abordagem metodológica adoptada.

No Capítulo 2 são descritos os processos hidrodinâmicos usualmente incluídos nos modelos de simulação matemática da qualidade da água de lagos e de albufeiras, bem como as principais abordagens metodológicas usualmente utilizadas na definição de correlações entre a temperatura do ar e a temperatura de uma massa de água.

O Capítulo 3 inclui a revisão bibliográfica efectuada, com o objectivo de avaliar o actual grau de desenvolvimento dos estudos relativos à evolução do regime térmico de lagos e de albufeiras, em função de alterações climáticas, e o potencial efeito que estas alterações podem ter, à escala mundial e regional, em alguns dos principais processos e compartimentos dos SSE.

No Capítulo 4 são descritos os modelos matemáticos utilizados no trabalho desenvolvido.

No Capítulo 5 são apresentadas as principais características das albufeiras seleccionadas como casos de estudo.

No Capítulo 6 é descrito o processo de obtenção dos dados necessários ao funcionamento dos modelos de simulação, e são apresentados e avaliados os resultados das simulações efectuadas.

No Capítulo 7, são apresentadas as conclusões obtidas com o trabalho realizado e as potenciais linhas de investigação futura que se entendem que deverão vir a ser desenvolvidas.

CAPÍTULO 2 – ENQUADRAMENTO E DESCRIÇÃO DO REGIME TÉRMICO DE LAGOS E DE ALBUFEIRAS

2.1 – INTRODUÇÃO

Neste capítulo é descrita a natureza e função dos modelos matemáticos e avaliada a importância da sua utilização na previsão da evolução dos ecossistemas aquáticos. Adicionalmente, é apresentada uma descrição dos principais processos que definem o regime hidrotermodinâmico de lagos e de albufeiras.

2.2 – UTILIZAÇÃO DE MODELOS MATEMÁTICOS NA PREVISÃO DA EVOLUÇÃO DOS ECOSSISTEMAS AQUÁTICOS

A modelação matemática permite construir objectos matemáticos (protótipos), cujo comportamento e propriedades permitem simular um sistema real. A simulação do regime hidrodinâmico e termodinâmico de massas de água lânticas permite definir modelos que possibilitam a obtenção de informação sobre os factores abióticos ambientais, principalmente sobre os processos físicos que controlam os ecossistemas aquáticos, exercendo por sua vez influência sobre todas as outras características do sistema, incluindo os factores bióticos.

Os primeiros registos da variação da temperatura da água em profundidade num lago foram realizados por De Saussure (DE SAUSSURE, 1779; DE SAUSSURE, 1796), num lago Suíço (HAPPEY, 1970). Decorridos 106 anos, em 1902, François Forel publicou um livro intitulado *Handbuch der Seekunde*, (Manual da Ciência dos Lagos), utilizando no subtítulo do livro um termo inovador, Limnologia, *Allgemeine Limnologie*, (Limnologia Geral). A nova abordagem ao estudo dos lagos proposta por Forel, considera o estudo integrado das comunidades aquáticas, tendo sido determinante para o estabelecimento da Limnologia como uma área específica da ecologia, para a qual contribuíram August Thienemann e Einar Naumann.

A associação de parâmetros abióticos, como a radiação luminosa, com as comunidades aquáticas, foi realizada por E. Birge, cujas pesquisas originaram as terminologias: epilímnio, metalímnio e hipolímnio (BIRGE, 1897). Esta nova abordagem constitui a base da modelação matemática dos ecossistemas aquáticos, marcando o início da procura e descrição de relações que existem entre alguns parâmetros e os processos físico-químicos que são influenciados por eles.

Os estudos pioneiros desenvolvidos no rio Ohio, entre 1914 e 1916, por Harrold Streeter e Earle Phelps, centravam-se no efeito da afluência de cargas poluentes de origem urbana. Esta investigação conduziu ao modelo clássico de simulação do OD, desenvolvido por Streeter e Phelps em 1925

(MANNINA & VIVIANI, 2010). Este modelo incorpora os dois principais mecanismos que governam o balanço de OD em rios, a decomposição da matéria orgânica e os processos de arejamento/rearejamento atmosférico, e é a base da modelação matemática que posteriormente se desenvolveu.

A inexistência de capacidade computacional, entre 1925 e os anos iniciais de 1960, limitou o desenvolvimento deste tipo de abordagem científica na primeira metade do século XX. Durante os anos 60, os responsáveis da área de planeamento e gestão de recursos hídricos nos Estados Unidos financiaram o desenvolvimento de técnicas de sistemas analíticos e de modelos matemáticos, que usualmente eram traduzidos sob a forma de linguagem computacional. Esta actividade, foi estimulada pelo desenvolvimento de uma consciência da necessidade de planear, para uma gestão responsável dos recursos naturais, que resultou na proliferação de modelos matemáticos para a simulação de diversos sistemas naturais ou artificiais (ORLOB, 1979).

Os modelos matemáticos utilizados para descrever massas de água doce podem ser conceptuais, empíricos ou uma mistura de ambos. Os modelos conceptuais utilizam equações que governam o transporte de calor, de massa e o fluxo de água, para simular a temperatura e outros parâmetros como o oxigénio dissolvido (OD), a carência bioquímica de oxigénio (CBO), o azoto (N) e o fósforo (P), bem como outros parâmetros conservativos e não-conservativos. Este tipo de modelos pode ser aplicado a um elevado número de sistemas, possibilitando a definição de cenários de simulação baseados no sistema de referência.

Por outro lado, os modelos empíricos baseiam-se em correlações estatísticas existentes entre dois ou mais parâmetros. Este tipo de modelos é limitado pelo facto de não permitir simular alterações aos sistemas de referência, não permitindo a definição e o estudo de diferentes cenários. Os modelos actualmente mais utilizados baseiam-se em ambos os conceitos. Incluem os processos físicos dominantes, mas são definidos para condições fortemente idealizadas, pelos modelos empíricos.

A utilização de modelos matemáticos para a previsão da evolução dos sistemas naturais tem assumido uma importância crescente, face às pressões que surgem continuamente, movidas pelo aumento demográfico e pela evolução socioeconómica de diferentes culturas. A investigação científica evolui com a descrição dos sistemas que se pretende estudar, revelando assim o carácter dinamizador que caracteriza a modelação matemática.

Actualmente, a capacidade de cálculo que caracteriza os actuais computadores, as linguagens de programação e os mais recentes algoritmos matemáticos utilizados na resolução de sistemas de equações, permitem uma maior transversalidade entre áreas científicas, e a representação conceptual, funcional e computacional de sistemas cada vez mais complexos.

2.3 – REGIME TÉRMICO DE LAGOS E ALBUFEIRAS

2.3.1 – Considerações gerais

Um lago ou albufeira encontra-se exposta a três tipos de funções forçadoras distintas: as condições meteorológicas da região, que determinam as transferências de energia na interface ar-água, condicionadas pela radiação solar, pela transferência de calor por convecção ou evaporação, e mecanicamente através da acção do vento; a transferência de energia cinética e potencial gerada pelos caudais afluentes; e a que resulta da transformação de alguma da energia dos caudais efluentes em energia cinética do lago ou albufeira (FISCHER *et al.*, 1979).

O transporte de massa e de energia num lago ou numa albufeira resulta dos processos de advecção e difusão, e da transferência de massa e de energia através das interfaces ar-água e água-sedimentos. A termodinâmica destes sistemas condiciona a qualidade da água, que desta forma se encontra em constante mudança em função do forçamento físico exercido pelas trocas de energia com a atmosfera, pelo vento e pelos caudais afluentes e efluentes.

A energia total de um lago ou de uma albufeira corresponde à soma da energia térmica (E_T), a energia armazenada na velocidade aleatória associada à distribuição de átomos e de moléculas, com a energia mecânica, que pode ser subdividida em energia cinética (E_C) e energia potencial (E_P). O balanço de energia de um lago ou de uma albufeira pode ser descrito através da seguinte expressão (IMBODEN & WÜEST, 1995):

$$\frac{\partial E}{\partial t} = \frac{\partial E_T}{\partial t} + \frac{\partial E_P}{\partial t} + \frac{\partial E_C}{\partial t} \quad (2.1)$$

A energia potencial é definida como sendo a diferença entre o estado actual da massa de água e a energia potencial que esta teria se estivesse totalmente homogeneizada. A energia cinética descreve o movimento dos fluidos no lago ou albufeira (IMBODEN & WÜEST, 1995).

O balanço de energia de uma massa de água depende consideravelmente das trocas de calor através da interface ar-água, e da subsequente distribuição desse calor em profundidade pela coluna de água (THOMANN & MUELLER, 1987, SAHLBERG, 1983). No entanto, em lagos ou albufeiras o aquecimento/arrefecimento indirecto, provocado por elevados valores de escoamento superficial, podem também influenciar significativamente o balanço de energia (ORLOB, 1983).

Na Figura 2.1 pode-se observar os fluxos de calor que controlam a quantidade de energia disponível num lago ou numa albufeira:

ϕ_{sn} - Radiação útil de ondas curtas;

ϕ_{at} - determinação Radiação atmosférica de ondas longas;

ϕ_{ws} - Radiação de ondas longas emitida pela água;

ϕ_c - Transferência de calor por convecção;

ϕ_e - Transferência de calor por evaporação;

ϕ_q - Fluxo de calor gerado pelos caudais afluentes/efluentes de rios ou de águas subterrâneas;

ϕ_s - Fluxo de calor de/ou para os sedimentos.

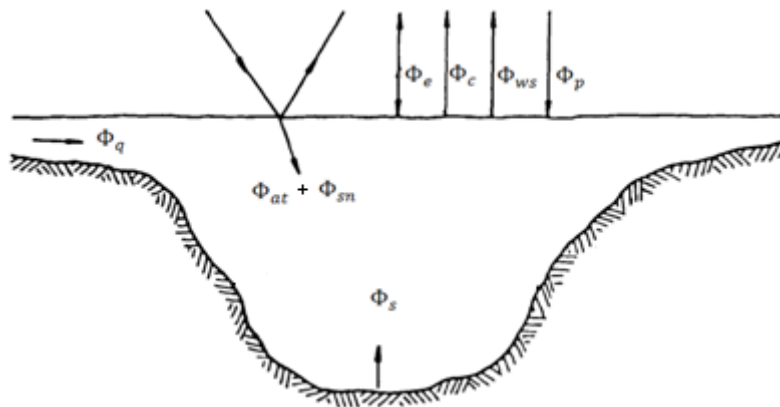


Figura 2.1 - Fluxos de calor numa massa de água (figura adaptada de SAHLBERG, 1983)

Os principais factores com influência no regime térmico das massas de água podem distribuir-se por quatro grupos distintos (CAISSIE, 2006):

- Condições atmosféricas: Radiação solar/nebulosidade; temperatura do ar; velocidade do vento; humidade; precipitação; evaporação e condensação;
- Caudal afluente: Fricção (sedimentos); volume de água; declive; turbulência;
- Topografia: Vegetação ripícola; geologia; orientação; latitude/altitude;
- Leito do rio: Condução (sedimentos); zona hiporreica (troca); águas subterrâneas.

O balanço de energia num lago ou numa albufeira resulta dos processos de absorção, dissipação e distribuição desse calor por toda a massa de água. Assim, importa também realçar a importância de algumas características geométricas de uma massa de água, como o volume, a profundidade média, a largura média e a área superficial, na definição dos processos de estratificação e homogeneização térmica.

2.3.2 – Radiação solar

O aquecimento de uma massa de água resulta de duas fontes de radiação, o sol e a radiação emitida pela atmosfera e pela Terra. Em média 19% da radiação solar que atinge a atmosfera, chega de forma directa à superfície da Terra. Adicionalmente, 28% atingem a superfície da Terra, de forma indirecta, difusa e dispersa (LARSON & LARSON, 1996).

Esta radiação possui um comprimento de onda que varia entre 300 nm e 3 000 nm, que pode ser subdividido em três categorias distintas (LAMPERT & SOMMER, 2007):

- 300 nm – 380 nm: radiação ultravioleta, nefasta para os organismos;
- 380 nm – 750 nm: radiação visível, que inclui a radiação utilizada nos processos fotossintéticos (400 nm -700 nm);
- 750 nm – 3 000 nm: radiação de infravermelhos, que produz calor.

A radiação solar média por unidade de área e por unidade de tempo que atinge a orla superior da atmosfera terrestre, $0.485 \text{ cal.cm}^{-2}.\text{min}^{-1}$, é afectada por variações periódicas provocadas pela elipticidade da órbita da Terra, e devidas também, à geometria do sistema globo-atmosfera (PEIXOTO, 1987).

A radiação que atinge a troposfera é absorvida pela superfície do planeta, onde se incluem todas as massas de água doce e salgada. A energia absorvida, que aquece a atmosfera e o globo, é posteriormente irradiada para o espaço, principalmente na região do infravermelho (PEIXOTO, 1987).

Após a penetração da radiação na atmosfera esta fica sujeita aos seguintes mecanismos de propagação (PEIXOTO, 1987):

- difusão pelas moléculas da atmosfera por partículas em suspensão;
- absorção pelos gases da atmosfera, por partículas em suspensão e pelas gotículas e partículas de água;
- difracção por gotas de água das nuvens;
- refracção pelos cristais de gelo que formam as nuvens;
- reflexão pelas nuvens e pela superfície do globo.

A radiação global em Portugal continental é, em média de $413.8 \text{ cal.cm}^{-2}.\text{dia}^{-1}$. Na Figura 2.2 pode-se observar a distribuição da quantidade total da radiação global diária, média anual, baseada nos valores observados no período de 1938 a 1970, nas estações de Bragança, Porto-Serra do Pilar, Penhas Douradas, Coimbra, Lisboa, Évora, e Faro (ATLAS DO AMBIENTE, 1988).

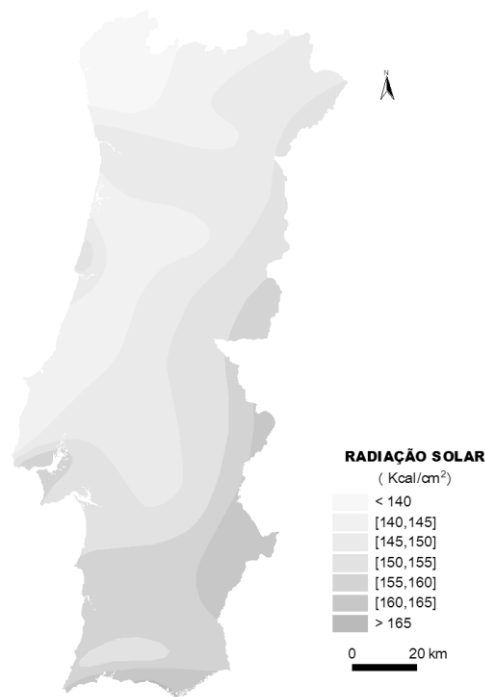


Figura 2.2 - Quantidade total de radiação global em Portugal Continental (Instituto do Ambiente/Altas do Ambiente)

Como se pode observar na Figura 2.2, os valores mais reduzidos encontram-se no Alto Minho, na Região do Centro Litoral e na Serra de Monchique no Algarve. Esta distribuição é influenciada pela nebulosidade, que aumenta de Sul para Norte e do interior para o litoral. Nas regiões de Lisboa e da Figueira da Foz surgem máximos que estão relacionados com a diminuição da nebulosidade nestas regiões (PEIXOTO, 1987).

A variação ao longo de um ano da radiação diária recebida na troposfera, ou da temperatura da água de um lago ou de uma albufeira, corresponde aproximadamente a uma onda sinusoidal, que reflecte a variação anual da distância da Terra ao Sol e, consequentemente, da quantidade de energia que atinge anualmente a superfície do globo terrestre.

A componente anual da radiação solar ou da temperatura da água pode ser representada através de uma série de Fourier ou de uma função sinusoidal (Equação 2.1) (KOTHANDARAMAN, 1971).

$$f(t) = \frac{A_0}{2} + \sum_{n=1}^{\infty} \left[A_n \cos\left(\frac{2n\pi(t-j-1)}{N}\right) + B_n \sin\frac{2n\pi(t-j-1)}{N} \right] \quad (2.1)$$

em que:

$A_0/2$ - valor médio da função $f(t)$, (°C);

t - tempo, (dias);

n - número de ondas harmónicas;

j - dia inicial de simulação;

N - número total de valores da série.

Os coeficientes de Fourier A_n e B_n são calculados de acordo com as equações 2.2 e 2.3.

$$A_n = \frac{2}{N} + \sum_{t=1}^{\infty} \left[f(t) \cos\left(\frac{2n\pi t}{N}\right) \right] \quad (2.2)$$

$$B_n = \frac{2}{N} + \sum_{t=1}^{\infty} \left[f(t) \sin\left(\frac{2n\pi t}{N}\right) \right] \quad (2.3)$$

Na Figura 2.3, pode observar-se a variação média da radiação total diária obtida para o período temporal compreendido entre 2000 e 2010, na estação meteorológica de Minas de Lajes (05L/02C), localizada na bacia hidrográfica da albufeira de Crestuma-Lever, a variação média diária da temperatura da água à superfície na albufeira de Crestuma-Lever, e os valores obtidos com a série de Fourier ajustada a cada um dos dois conjuntos de valores.

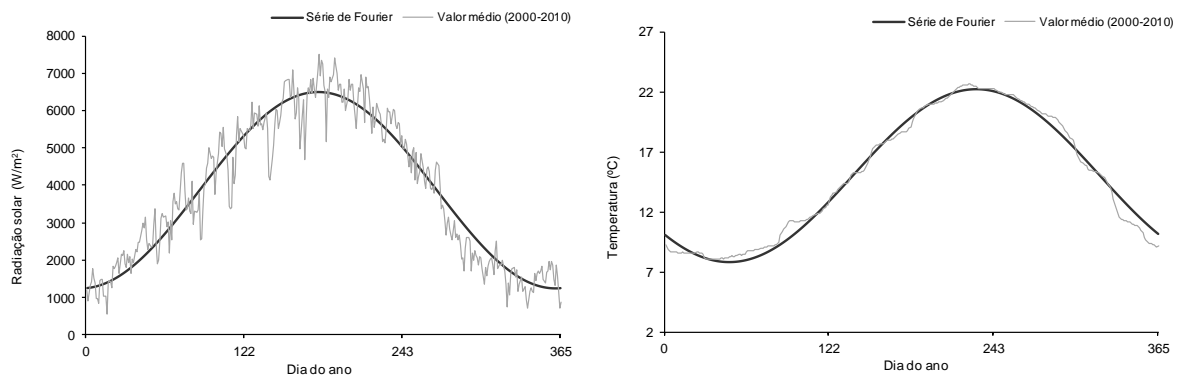


Figura 2.3 - Variação média da radiação total diária (05L/02C) e da temperatura média da água à superfície na albufeira de Crestuma-Lever

2.3.3 – Trocas de energia na interface ar-água

A troca de energia entre a atmosfera e uma massa de água é descrita pela primeira e pela segunda lei da termodinâmica. De acordo com a primeira lei, a quantidade de energia de um sistema isolado permanece constante; de acordo com a segunda lei, o sentido da troca de energia é invariavelmente dos sistemas com mais energia para os sistemas com menos energia (NUSSENZVEIG, 1983).

A energia útil transferida pode ser estimada através da equação 2.4 (WRE, 1968; FISCHER *et al.*, 1979; THOMANN & MUELLER, 1987; RILEY, 1988):

$$\Delta\phi = \phi_{sn} + \phi_{at} - \phi_{ws} - \phi_e - \phi_c \quad (2.4)$$

em que:

$\Delta\phi$ - energia útil que atravessa a interface ar-água, (kcal.m⁻².dia⁻¹);

ϕ_{sn} - radiação útil de ondas curtas que atravessa a interface ar-água, (kcal.m⁻².dia⁻¹);

ϕ_{at} - radiação atmosférica de ondas longas, (kcal.m⁻².dia⁻¹);

ϕ_{ws} - radiação de ondas longas emitida pela água, (kcal.m⁻².dia⁻¹);

ϕ_c - transferência de calor por convecção, (kcal.m⁻².dia⁻¹);

ϕ_e - transferência de calor por evaporação, (kcal.m⁻².dia⁻¹).

O fluxo de radiação sob a forma de ondas curtas que atravessa a interface ar água, ϕ_{sn} , pode ser estimado através da equação 2.5 (RILEY, 1988; HONZO & STEFAN, 1991).

$$\phi_{sn} = (1 - R)(1 - \beta)\phi_s \quad (2.5)$$

em que:

R - reflectividade da superfície da água;

β - fracção absorvida à superfície;

ϕ_s - radiação solar incidente, (kcal.m⁻².dia).

A quantidade de radiação de ondas longas que penetra a superfície da água pode ser calculada através da seguinte equação (THOMANN & MUELLER, 1987):

$$\phi_{at} = \sigma(T_{ar} + 273)^4 (A + 0.031\sqrt{e_a}) \quad (2.6)$$

em que:

σ - constante de Stefan-Boltzmann, 11.70 x 10⁻⁸, (cal.cm⁻².dia⁻¹.K⁻⁴);

T_{ar} - temperatura do ar, (°C);

e_a - tensão de vapor, (mm Hg);

A - coeficiente que relaciona a temperatura do ar e a razão existente entre a radiação solar e a radiação solar medida num dia de céu limpo (0.5 a 0.7);

A perda de energia de uma massa de água através da radiação de ondas longas pode ser estimada através da equação 2.7 (THOMANN & MUELLER, 1987).

$$\phi_{ws} = \varepsilon \sigma (T_{ag} + 273)^4 \quad (2.7)$$

em que:

T_{ag} - temperatura da água, (°C);

ε - emissividade da água, 0.97;

σ - constante de Stefan-Boltzmann, 11.70×10^{-8} , (cal.cm⁻².dia⁻¹.K⁻⁴).

A energia transferida da massa de água para a atmosfera por convecção pode ser estimada através da equação 2.8 (THOMANN & MUELLER, 1987). Esta perda de energia para a atmosfera é uma consequência da diminuição da temperatura da água resultante do processo de evaporação.

$$\phi_c = C_1(19.0 + 0.95U_w^2)(T_{ag} - T_{ar}) \quad (2.8)$$

em que:

C_1 - coeficiente de Bowen's, 0.47, (mm Hg.°C⁻¹);

U_w - velocidade do vento, medida sete metros acima da superfície da água, (m.s⁻¹);

T_{ag} - temperatura da água, (°C);

T_{ar} - temperatura do ar, (°C).

As perdas de energia por evaporação podem ser calculadas através da seguinte equação:

$$\phi_e = (19.0 + 0.95U_w^2)(e_s - e_a) \quad (2.9)$$

em que:

U_w - velocidade do vento, medida sete metros acima da superfície da água, (m.s⁻¹);

e_a - tensão de vapor, (mm Hg);

e_s - tensão de vapor de saturação à temperatura do ar, (mm Hg).

A radiação de ondas longas emitida pela água, e a transferência de calor por convecção e por evaporação, dependem da temperatura da água. Assim, é comum no desenvolvimento de modelos de simulação matemática, a utilização do conceito de temperatura de equilíbrio (T_e).

A T_e pode ser estimada para um determinado conjunto de condições meteorológicas, iterativamente até que as trocas de calor através da interface ar-água sejam nulas. Alternativamente, considerando que todos os coeficientes são constantes, a temperatura de equilíbrio pode ser aproximada pela relação empírica descrita pela equação 2.10. De acordo com THOMANN & MUELLER, 1987, esta equação deve apenas ser utilizada como uma aproximação ao cálculo da T_e .

$$T_e = T_d \frac{H_s}{K} \quad (2.10)$$

em que:

T_e - temperatura de equilíbrio, (°C);

T_d - temperatura do ponto de orvalho, (°C);

H_s - radiação solar incidente, (kcal.m⁻².dia⁻¹);

K - coeficiente global para a troca de energia na superfície, (kcal.m⁻².dia⁻¹.°C⁻¹).

O coeficiente global para a troca de energia na superfície, K , pode ser obtido através da equação 2.11.

$$K = 4.5 + (0.05 \times T_{ag}) + (\beta \cdot f(U_w)) + (0.47 \cdot f(U_w)) \quad (2.11)$$

em que:

T_{ag} - temperatura da água, (°C);

U_w - velocidade do vento, (m.s⁻¹);

$f(U_w)$ e β podem ser estimados através das equações 2.12 e 2.13, respectivamente.

$$f(U_w) = 9.2 + (0.46 U_w^2) \quad (2.12)$$

$$\beta = 0.35 + (0.015 T_m) + (0.0012 \times T_m^2) \quad (2.13)$$

T_m - Média aritmética entre a T_{ag} e a T_{ar} , (°C).

A temperatura do ponto de orvalho, T_d (°C), pode ser obtida através da equação 2.14:

$$T_d = T_a - \left[(14.55 + 0.11 T_{ar}) X + (2.5 + 0.007 T_{ar})^3 + (15.9 + 0.11 T_{ar})(X^4) \right] \quad (2.14)$$

em que:

T_{ar} - temperatura do ar, (°C);

T_{ag} - temperatura da água, (°C).

O valor de X pode ser estimado através da equação 2.15 em função da humidade relativa (U).

$$X = 1 - \left(\frac{U}{100} \right) \quad (2.15)$$

em que:

U - humidade relativa, (%).

Alguns autores estimam o fluxo de calor na interface ar-água de uma forma sequencial. Inicialmente aplicam as fontes de calor (directa e difusa), e calculam a temperatura da água da camada mais superficial de mistura completa do lago ou albufeira, que é utilizada posteriormente para a estimativa das perdas de calor através de radiação de ondas longas, convecção e evaporação. Este tipo de abordagem pode ser encontrada na definição dos modelos RESQUAL II (STEFAN *et al.*, 1982), FINNECO LAKE MODEL (KINNUNEN, *et al.*, 1982), e MINLAKE (RILEY & STEFAN, 1987).

2.3.4 – Penetração de energia ao longo da coluna de água

A radiação que atinge um lago ou uma albufeira é reflectida e absorvida pela superfície livre. A percentagem que é reflectida depende do ângulo de declinação do sol, do comprimento de onda, da ondulação da superfície da massa de água e do teor em sólidos. Na Europa central, em termos médios, aproximadamente 3% da luz solar directa é reflectida no Verão, e 14% no Inverno. A percentagem de radiação difusa reflectida é de 6% (LAMPERT & SOMMER, 2007).

A radiação absorvida em profundidade gera um gradiente vertical que determina efeitos significativos na produtividade destes sistemas. O grau de retenção de cada camada de água é designado por coeficiente de extinção (K_e). Cada um dos comprimentos de onda possui um coeficiente de extinção distinto, gerando assim um espectro que varia com a profundidade.

A água é praticamente opaca para a radiação próxima do infravermelho (700 nm a 1 000 nm), e para a radiação que é emitida pela atmosfera (> 1000 nm). Aproximadamente 90% desta radiação é absorvida na camada superficial de 1 cm de espessura, 100% é absorvida até uma profundidade de aproximadamente 10 cm (LARSON & LARSON, 1996). Pelo contrário, 95% da radiação visível (400 nm a 700 nm), ao penetrar uma coluna de água límpida, atinge aproximadamente, 1 m de profundidade. Dessa mesma radiação, 75% pode atingir, aproximadamente 10 m. (SELLERS, 1974 *in*

LARSON & LARSON, 1996). Numa água pura aproximadamente 65% da luz vermelha (720 nm), é absorvida no primeiro metro ($K_e = 1.05 \text{ m}^{-1}$), sendo que apenas 0.5% de uma luz azul (475 nm) é absorvida na mesma camada ($K_e = 0.005 \text{ m}^{-1}$) (LAMPERT & SOMMER, 2007).

A extinção com a profundidade da energia que atinge uma coluna de água é definida em função de dois mecanismos, absorção e difusão. Durante o processo de absorção a energia de ondas curtas é transformada em energia de ondas longas (calor), pelas moléculas de água e pelas partículas existentes na água. A difusão resulta dos processos de refacção e difracção pelas moléculas de água e pelas partículas existentes em suspensão na mesma (THOMANN & MUELLER, 1987).

A transmissão e absorção de luz numa massa de água são descritas pela lei de Lambert-Beer:

$$I = I_0 e^{-K_e Z} \quad (2.16)$$

em que:

I - radiação solar (cal.cm^{-2});

I_0 - radiação solar incidente (cal.cm^{-2});

K_e - coeficiente de extinção (m^{-1});

z - profundidade (m).

Este conceito é válido quando se considera a diminuição de feixes paralelos de luz monocromática, em soluções puras, não sendo por isso directamente aplicável à água de um lago ou de uma albufeira. A luz que atinge uma massa de água é policromática e as partículas em suspensão absorvem e promovem a difusão da luz, determinando assim um desvio à lei de Lambert-Beer (LAMPERT & SOMMER, 2007). A camada superficial da massa de água absorve uma quantidade de radiação solar proporcionalmente superior, o que não ocorreria numa solução pura.

Na simulação matemática da temperatura de uma massa de água é usual admitir-se que uma determinada percentagem da radiação solar incidente é totalmente absorvida na camada superficial. Assim a equação 2.16 pode rescrever-se da seguinte forma (DAKE & HARLEMAN, 1969):

$$I = (1 - \beta) I_0 e^{-K_e Z} \quad (2.17)$$

em que:

β - proporção da radiação solar de ondas curtas que é absorvida na camada superficial;

I_0 - radiação solar incidente, (cal.cm^{-2});

K_e - coeficiente de extinção, (m^{-1});

z - profundidade, (m).

Na definição de modelos de simulação matemática da temperatura da água, é usual assumir-se que uma determinada percentagem da radiação solar incidente é absorvida na camada superficial da massa de água. DAKE & HARLEMAN, 1969 e HOSTETLER & BARTLEIN, 1990, consideram que 40% da radiação solar de ondas curtas que atinge a superfície de um lago é absorvida na camada superficial e que os restantes 60% são absorvidos em profundidade. Existem também modelos unidimensionais de simulação da temperatura de lagos profundos, em que se considera na sua definição que toda a radiação de ondas curtas é absorvida na camada superficial, e.g. SUNDARAM & REHM, 1972. Ambas as abordagens podem introduzir um desvio significativo relativamente às reais condições da massa de água a simular. Os valores de β e de K_e , característicos de cada massa de água dependem significativamente do teor em substâncias dissolvidas e em suspensão, sendo a sua gama de variação bastante alargada (RODRIGUES, 1992). As substâncias dissolvidas e em suspensão, como a biomassa algal, têm uma grande influência no grau de absorção/difusão da luz. As algas induzem a máxima absorção de comprimentos de onda maiores (verde) e as substâncias húmicas de comprimentos de onda mais curtos (amarelo) (LAMPERT & SOMMER, 2007).

Na Figura 2.9, pode-se observar a variação da radiação fotossinteticamente activa (RFA), com a profundidade de diferentes lagos. A análise da referida figura permite concluir que existe uma grande variabilidade no grau de transmissão da RFA entre diferentes lagos, e para o mesmo lago em função da época do ano, como se pode observar nos valores de K_e obtidos para o Lago Constance, em Maio ($K_e = 0.768 \text{ m}^{-1}$), e em Dezembro ($K_e = 0.219 \text{ m}^{-1}$), do mesmo ano.

A variabilidade dos valores de K_e , para uma mesma massa de água em função da época do ano, aumenta significativamente o desvio que poderá surgir na simulação da temperatura de uma massa de água, para a qual se consideram valores constantes de β e de K_e , para todo o período de simulação.

SULLIVAN *et al.*, 2007, observaram uma variação sazonal do valor de K_e no lago Detroit, localizado no estado do Oregon (E.U.A.). Os valores mais elevados, 1.0 m^{-1} , ocorreram entre Dezembro e Fevereiro de 2002 e de 2003, presumivelmente determinados pela afluência de caudais com um elevado teor em sólidos suspensos e dissolvidos, associados às tempestades de Inverno que ocorreram na região. No Verão do mesmo ano, foram também observados valores relativamente elevados de K_e , que de acordo com os autores estão relacionados com a ocorrência de “blooms” de biomassa algal. Os menores valores de K_e , foram observados no final da primavera e no início do Outono.

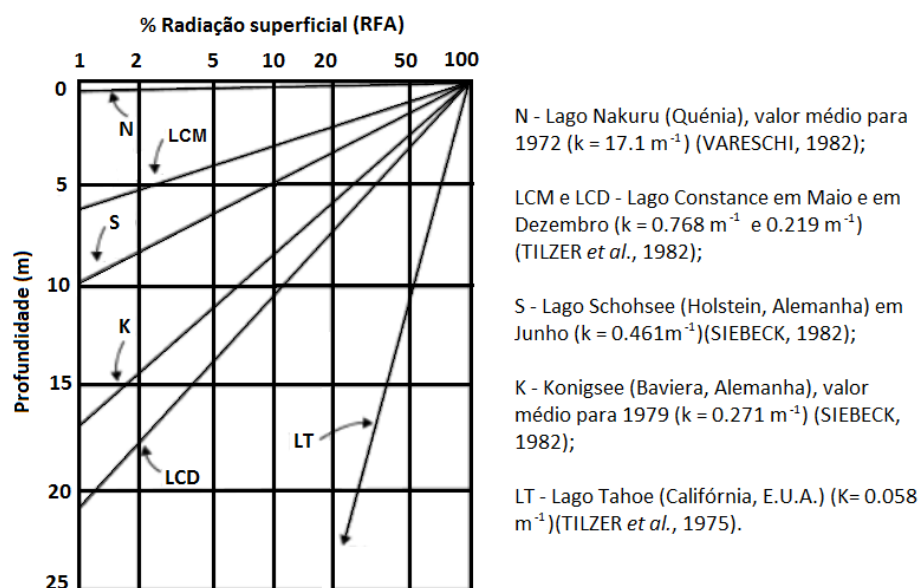


Figura 2.4 - Diminuição da RFA com a profundidade de diferentes lagos (400 nm - 700 nm) (figura adaptada de LAMPERT & SOMMER, 2007)

2.3.5 – Homogeneização/estratificação térmica

A variação sazonal das condições meteorológicas exerce uma influência determinante na qualidade da água de lagos e albufeiras. A consequente alternância de períodos de estratificação térmica com períodos de homogeneização condiciona a evolução anual de todos os factores bióticos e abióticos, sendo por isso particularmente importante para a conceptualização do regime térmico destes sistemas. Entre os diferentes tipos de estratificação que podem surgir em lagos e albufeiras, a mais frequente é designada por estratificação da densidade pela temperatura. No entanto, é comum também surgirem gradientes de densidade em função de outros factores, como o teor em sólidos suspensos e dissolvidos.

Na primavera, quando a temperatura da água excede 4°C , a estratificação térmica de lagos e de albufeiras, localizados em zonas temperadas como Portugal continental, começa a desenvolver-se. O aumento da temperatura à superfície incrementa a estabilidade hidrostática e a transferência mecânica de energia cinética pelo vento, tende a formar uma camada superior (epilímnio), uma camada intermédia (metalímnio), que inclui uma interface onde ocorre a variação máxima de energia e de densidade (termoclina), e uma camada inferior, mais profunda, designada por hipolímnio (Figura 2.5). A estratificação vertical atinge o seu desenvolvimento máximo no final do Verão, sendo gradualmente erodida, durante o Outono. De acordo com a segunda lei da termodinâmica, a diminuição da temperatura do ar, nos meses mais frios, determina uma diminuição da energia térmica no epilímnio, que através do processo de convecção natural e da transferência de energia cinética induz, através da acção do vento e das afluições naturais, a mistura completa ou homogeneização térmica, da massa de água.

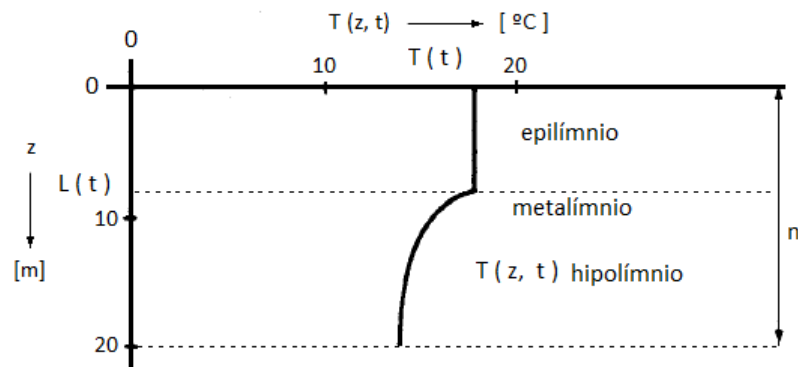


Figura 2.5 - Representação esquemática do modelo de estratificação térmica (figura adaptada de BREEMEN & KOK, 1980)

Estratificação

A absorção/difusão de energia solar à superfície de lagos e de albufeiras determina a definição de um gradiente de energia potencial, segundo o qual as camadas de água mais quentes e menos densas estão mais próximas da superfície, definindo assim uma estratificação estável da coluna de água. A formação deste gradiente resulta da relação termodinâmica existente entre a densidade e a temperatura da água, mais especificamente, da expansão térmica que ocorre na água com o aumento da temperatura. A água destilada submetida a uma pressão de uma atmosfera tem uma densidade máxima de $999.975 \text{ kg.m}^{-3}$ a 4°C , que decresce a temperaturas mais elevadas ou mais baixas. Este tipo de estratificação é designada por estável, pelo facto de não induzir a convecção natural no interior da massa de água.

A temperatura e a densidade da água variam verticalmente devido à estratificação térmica. De acordo com FICHER *et al.*, 1979, a massa específica instantânea da água, ρ pode ser descrita da seguinte forma:

$$\rho = \rho_0 + \rho_e(z) + \rho'(x, y, z, t) \quad (2.18)$$

em que:

ρ - massa específica instantânea, (kg.m^{-3});

ρ_0 - massa específica de referência, (kg.m^{-3});

ρ_e - variação da massa específica de referência, (kg.m^{-3});

ρ' - variação provocada pelo movimento da água, associado a correntes e ondas, (kg.m^{-3});

z - profundidade, (m);

x - coordenada na direcção x;

y - coordenada na direcção y ;
 z - coordenada na direcção z ;
 t - tempo (s).

FICHER *et al.*, 1979, parametriza a estabilidade da coluna de água de uma massa de água, considerando o efeito que ocorre na densidade de uma parcela de água de volume V , ao ser deslocada verticalmente de uma distância h . Quando a parcela está em repouso, $\rho'(x, y, z, t) = 0$. Ao ser deslocada verticalmente, as forças que actuam sobre a parcela de água, são o seu peso, $mg = [\rho_0 + \rho_e(z)]Vg$ e um conjunto de forças equivalentes ao volume de água deslocada, $[\rho_0 + \rho_e(z + h)]Vg$. O balanço de forças que actuam sobre a parcela de água é igual à diferença entre a força gerada pelo conjunto de forças e o peso da parcela de água, $[\rho_e(z + h) - \rho_e(z)]Vg$. Substituindo, a expressão anterior na expressão que define a segunda Lei de Newton, e considerando, a velocidade vertical da parcela, $\frac{dh}{dt}$ e a sua aceleração, $\frac{dv}{dt}$, obtém-se a seguinte expressão:

$$[\rho_0 + \rho_e(z)]V \frac{dv}{dt} = [\rho_e(z + h) - \rho_e(z)]Vg \quad (2.19)$$

em que:

ρ_0 - massa específica de referência, (kg.m⁻³);
 ρ_e - variação da massa específica, (kg.m⁻³);
 z - profundidade, (m);
 V - volume, (m³);
 g - aceleração da gravidade, (m.s⁻²);
 v - velocidade, (m.s⁻¹);
 h - distância percorrida segundo a vertical, (m).

Como, h é muito pequeno, o membro da direita da equação (2.19), $[\rho_e(z + h) - \rho_e(z)]$, pode ser aproximado pela correspondente derivada:

$$[\rho_0 + \rho_e(z)] \frac{dv}{dt} = \frac{d\rho_e}{dz} gh \quad (2.20)$$

Como, ρ_e é muito menor do que ρ_0 , o resultado é a seguinte expressão:

$$\frac{dv}{dt} + N^2 h = 0 \quad (2.21)$$

Na qual o coeficiente N^2 , é usualmente definido como:

$$N^2 = -\frac{g}{\rho_0} \frac{d\rho_e}{dz} \quad (2.22)$$

em que:

g - aceleração da gravidade, (m.s⁻²);

ρ_0 - massa específica de referência, (kg.m⁻³);

ρ_e - variação da massa específica, (kg.m⁻³);

z - profundidade, (m).

N é designado por frequência de Brunt–Väisälä. Este coeficiente caracteriza a estabilidade da coluna de água. Quando a água menos densa se situa acima de uma camada mais densa, então N^2 é positivo e a situação é estável. Se N^2 , é negativo, então existe uma parcela de água mais densa localizada acima de uma parcela menos densa, e a situação é instável.

Se, $N^2 > 0$, então a parcela de água oscila verticalmente em torno da sua posição de equilíbrio. Como ρ_e diminui com a altura, a parcela de água quando é elevada atinge uma zona de menor densidade e, por este facto, inicia de novo a descida para a sua posição de equilíbrio. Durante a descida adquire velocidade, e ultrapassa a posição de equilíbrio. A área mais densa que se encontra na parte inferior do ponto de equilíbrio exerce uma força no sentido ascendente que obriga a parcela de água a elevar-se novamente, passando novamente pelo ponto de equilíbrio.

Pelo contrário se $N^2 < 0$, então a parcela de água encontra água de maior densidade na parte superior da sua posição de equilíbrio, pelo que a força de pressão com o sentido ascendente que se gera nesta posição, obriga a parcela de água a elevar-se. Se inicialmente a parcela de água é deslocada para a parte inferior da sua posição de equilíbrio, onde a água é menos densa, então continua o seu percurso descendente. Se $N^2 = 0$, não existe estratificação térmica.

Dividindo, N^2 , pelo gradiente da velocidade horizontal média, $\frac{\partial u}{\partial t}$, de um ponto situado à profundidade z , obtém-se o número de Richardson:

$$R_i = \frac{g}{\rho_0} \frac{d\rho}{\left(\frac{dv}{dz}\right)^2} \quad (2.23)$$

em que:

R_i - número de Richardson;

g - aceleração da gravidade, (m.s⁻²);

ρ - massa específica, (kg.m⁻³);

ρ_0 - massa específica de referência, (kg.m⁻³);

u - velocidade, (m.s⁻¹);

z - profundidade, (m).

Esta variável exprime a razão existente entre a energia potencial e a energia cinética, permitindo quantificar a influência relativa da densidade e da energia mecânica que caracterizam um determinado ponto, sendo por isso utilizada para avaliar a estabilidade da massa de água e, conseqüentemente, a tendência para que ocorra mistura ou estratificação térmica.

HENDERSON & SELLERS, 1985, parametrizam, R_i , através da equação (2.24):

$$R_i = \frac{-1 + \left[1 + \frac{40N^2 k^2 z^2}{w^{*2} \exp(-2k^* z)} \right]^{1/2}}{20} \quad (2.24)$$

em que:

R_i - número de Richardson;

N - frequência de Brunt-Väisälä, (s⁻¹);

k - constante de von Karman's, (0.4);

z - profundidade, (m);

w^* - velocidade de atrito, $1.2 \times 10^{-3} U$, (m.s⁻¹);

k^* - parâmetro dependente do perfil de Ekman, $6.6(\sin \phi)^{1/2} U^{-1.84}$;

U - velocidade do vento medida a dois metros do solo, (m.s⁻¹);

ϕ - latitude, (graus).

A perturbação de uma massa de água origina uma onda de pressão que tende a deslocá-la verticalmente, alterando as linhas de densidade constante, que em média se encontram distribuídas segundo uma linha horizontal. A massa de água adquire estabilidade através de ondas internas que tendem a recuperar a posição inicial das linhas de densidade, decorrido um tempo característico igual a N^{-1} (FICHER *et al.*, 1979).

De acordo com FICHER *et al.*, 1979, o número de Froude interno, corresponde à razão entre o tempo de ajustamento e o tempo de deslocação, e pode ser estimado através da seguinte expressão:

$$F = \frac{u}{Nh} \quad (2.25)$$

em que:

u - velocidade de uma partícula na água, (m.s⁻¹);

h - distância vertical percorrida pela partícula, (m);

N - frequência de Brunt-Väisälä, (s⁻¹).

Através do cálculo de F , é possível verificar se as ondas internas conseguem ajustar as linhas de densidade constante tão rapidamente quanto estas são distorcidas. Se $F > 1$, então o fluido possui momento suficiente para ultrapassar a força gerada por advecção, e o efeito da estratificação será negligenciável, estando o fluido homogeneizado. Por outro lado, se $F < 1$, então as ondas internas ajustam continuamente a distribuição das linhas de densidade, para que estas oscilem apenas num plano horizontal (FICHER *et al.*, 1979).

O padrão de variação do regime térmico de cada massa de água, lago ou albufeira, condicionado em grande parte pelos processos físicos descritos neste capítulo, determinou a classificação das massas de água em função da evolução anual do grau de homogeneização.

A classificação que é descrita neste trabalho corresponde a uma revisão da classificação de Hutchinson-Löffler (HUTCHINSON & LÖFFLER, 1956), realizada por LEWIS, 1983. Este autor, justifica a revisão realizada por considerar que a referida classificação:

- a) apresenta um tratamento demasiado complexo dos lagos tropicais;
- b) demonstra uma relação insatisfatória entre a classe meromítica e seis tipos de lagos;
- c) evidencia uma dificuldade na classificação de lagos monomíticos frios, em função da fronteira dos 4°C.

A classificação de LEWIS corrige a classificação original, com alterações mínimas na terminologia e na representação conceptual (LEWIS, 1983). Esta classificação encontra-se subdividida nos seguintes grupos:

- 1) Amítico: sempre coberto com gelo;
- 2) Monomítico frio: coberto com gelo durante quase todo o ano, encontrando-se sem gelo durante a época quente, nunca ultrapassando 4°C;
- 3) Polimítico frio contínuo: coberto com gelo durante quase todo o ano, encontrando-se sem gelo acima dos 4°C durante a época quente, estratifica algumas vezes durante a época quente mas nunca durante mais de um dia;
- 4) Polimítico frio descontínuo: coberto com gelo durante quase todo o ano, encontrando-se sem gelo acima dos 4°C durante a época quente, estratifica durante a época quente, durante dias ou várias semanas, interrompidos irregularmente por períodos de homogeneização;
- 5) Dimítico: coberto com gelo durante parte do ano, encontrando-se estratificado nos períodos mais quentes, e homogeneizado nos períodos de transição entre as duas fases, na Primavera e Outono;
- 6) Monomítico quente: nunca se encontra coberto com gelo, está homogeneizado uma vez por ano, e no restante período apresenta uma estratificação estável;
- 7) Polimítico quente descontínuo: nunca se encontra coberto com gelo, encontra-se estratificado continuamente durante dias ou semanas, encontrando-se homogeneizado mais do que uma vez por ano;
- 8) Polimítico quente contínuo: nunca se encontra coberto com gelo, encontra-se estratificado no máximo durante algumas horas de cada vez.

Na Figura 2.6, pode observar-se a variação do regime térmico de lagos em função da latitude. Como se pode observar na referida figura, a uma latitude inferior a 40° surge uma modificação significativa na evolução anual do regime térmico das massas de água, determinada pelas condições climáticas que caracterizam esta parte do planeta.

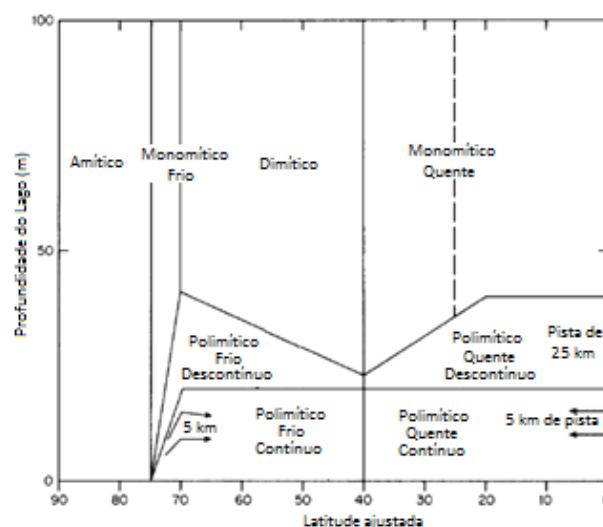


Figura 2.6 - Classificação do regime térmico de lagos em função da latitude (figura adaptada de LEWIS, 1983)

Mistura vertical no epilímnio/hipolímnio

Numa grande parte das albufeiras, a profundidade e a forma da termoclina são função de dois mecanismos físicos: a mistura determinada pelo vento e o arrefecimento convectivo (COLE & WELLS, 2011). Assim, tendo em consideração a importância destes mecanismos, optou-se pela inclusão neste trabalho de uma descrição da parametrização que usualmente é utilizada para a sua simulação.

Convecção

Com o final do Verão e o início do Inverno, a temperatura da água à superfície de lagos e de albufeiras diminui, aumentando a densidade das camadas superficiais. A instabilidade resultante tende a erodir a estratificação existente. As camadas de água mais frias descendem, sendo substituídas por camadas um pouco mais quentes, que são novamente arrefecidas. Quando as parcelas mais frias encontram no seu percurso descendente parcelas de água cada vez mais densas, são afectadas pela força de pressão ascendente, terminando a sua descida vertical.

A velocidade que uma parcela de água, com um incremento de massa específica ρ' , adquire durante a descida de uma profundidade h , pode ser estimada através da equação 2.26 (FICHER *et al.*, 1979):

$$w = -\sqrt{gh \frac{\rho'}{\rho_0}} \quad (2.26)$$

em que:

g - aceleração da gravidade, (m.s^{-2});

ρ' - incremento de massa específica, (kg.m^{-3});

ρ_0 - massa específica de referência, (kg.m^{-3});

h - distância percorrida segundo a vertical, (m).

A equação 2.26 resulta da transformação de energia potencial em energia cinética, resultante da descida de uma parcela de água. O incremento de massa específica ρ' , que provoca a aceleração, pode ser definido em função do défice de temperatura T' , através da seguinte expressão (CUSHMAN-ROISIN, 2012):

$$\rho' = -\rho_0 \alpha T' \quad (2.27)$$

em que:

ρ' - incremento de massa específica, (kg.m⁻³);

ρ_0 - massa específica de referência, (kg.m⁻³);

α - coeficiente de expansão da água, (°C⁻¹);

T' - déficit de temperatura, (°C).

A velocidade da parcela de água está relacionada com a temperatura T' , da seguinte forma:

$$w = -\sqrt{\alpha g h T'} \quad (2.28)$$

em que:

α - coeficiente de expansão da água, (°C⁻¹);

g - aceleração da gravidade, (m.s⁻²);

T' - déficit de temperatura, (°C);

h - distância percorrida segundo a vertical, (m).

O fluxo de calor \tilde{H} , que atinge uma massa de água é transportado verticalmente, sob a forma de parcelas de água que se deslocam em profundidade, com uma velocidade u , e com um déficit de temperatura T' . Este parâmetro pode ser definido da seguinte forma (CUSHMAN-ROISIN, 2012):

$$\tilde{H} = -\rho_0 C u T' \quad (2.29)$$

em que:

\tilde{H} - fluxo de calor, (J.m⁻².s⁻¹);

ρ_0 - massa específica de referência, (kg.m⁻³);

C - calor específico da água, 4 186 (J.kg⁻¹.°C⁻¹);

u - velocidade, (m.s⁻¹);

T' - déficit de temperatura, (°C).

A velocidade w , e a temperatura T' , podem ser estimadas através das equações 2.30 e 2.31:

$$w = -\left(\frac{\alpha g h \tilde{H}}{\rho_0 C}\right)^{\frac{1}{3}} \quad (2.30)$$

em que:

w - velocidade, (m.s⁻¹);
 α - coeficiente de expansão da água, (°C⁻¹);
 g - aceleração da gravidade, (m.s⁻²);
 z - profundidade, (m);
 \tilde{H} - fluxo de calor, (J.m⁻².s⁻¹);
 ρ_0 - massa específica de referência, (kg.m⁻³);
 C - calor específico da água, 4 186 (J.kg⁻¹.°C⁻¹).

$$T' = - \left(\frac{\tilde{H}^2}{\rho_0^2 C^2 \alpha g h} \right)^{\frac{1}{3}} \quad (2.31)$$

em que:

T' - déficit de temperatura, (°C);
 \tilde{H} - fluxo de calor, (J.m⁻².s⁻¹);
 ρ_0 - massa específica de referência, (kg.m⁻³);
 C - calor específico da água, 4 186 (J.kg⁻¹.°C⁻¹);
 α - coeficiente de expansão da água, (°C⁻¹);
 g - aceleração da gravidade, (m.s⁻²);
 z - profundidade, (m).

A difusividade vertical, K_z , gerada pela turbulência provocada pelo processo de convecção corresponde ao produto da velocidade turbulenta, $u_* = |w|$, pelo comprimento da maior onda de turbulência, h^* , (equação 2.32) (CUSHMAN-ROISIN, 2012).

$$K_z = 0.1 |w| h = 0.1 \left(\frac{\alpha g h^4 \tilde{H}}{\rho_0 C} \right)^{\frac{1}{3}} \quad (2.32)$$

em que:

K_z - difusividade turbulenta vertical, (m².s⁻¹);
 w - velocidade, (m.s⁻¹);
 h^* - comprimento da maior onda de turbulência, (m);
 h - distância percorrida segundo a vertical, (m);

α - coeficiente de expansão da água, ($^{\circ}\text{C}^{-1}$);

\tilde{H} - fluxo de calor, ($\text{J.m}^{-2}.\text{s}^{-1}$);

ρ_0 - massa específica de referência, (kg.m^{-3});

C - Calor específico da água, $4\,186\,(\text{J.kg}^{-1}.\text{^{\circ}C}^{-1})$.

Convecção penetrante

A estratificação térmica existente no final do Verão é gradualmente erodida pelo processo de convecção. A camada de água superficial, na qual as parcelas de água fria se afundam continuamente, encontra-se verticalmente homogeneizada, com uma temperatura T (Figura 2.7). Com o início do Inverno, e com o consequente arrefecimento das camadas superficiais, esta camada aumenta em profundidade, arrefecendo continuamente, até atingir o fundo da massa de água.

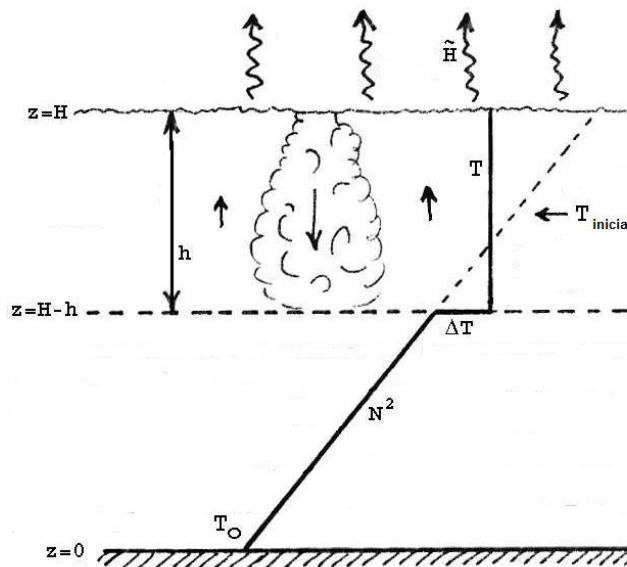


Figura 2.7 - Convecção penetrante (figura adaptada de FICHER *et al.*, 1979)

Ao admitirmos que no final do Verão a temperatura da água evolui linearmente com a profundidade. (Figura 2.7), então a equação do perfil de temperatura pode ser representado da seguinte forma:

$$T_{inicial}(z) = T_0 + (T_{Superfície} - T_0) \frac{z}{H} \quad (2.33)$$

em que:

$T_{inicial}(z)$ - temperatura inicial, ($^{\circ}\text{C}$);

T_0 - temperatura no fundo da massa de água, ($^{\circ}\text{C}$);

$T_{Superfície}$ - temperatura à superfície, ($^{\circ}\text{C}$);

z - profundidade, (m);

H - altura da superfície livre, (m).

O valor de N^2 pode ser calculado através da equação (2.34) (CUSHMAN-ROISIN, 2012):

$$N^2 = \alpha g \frac{T_{Superfície} - T_0}{H} \quad (2.34)$$

em que:

α - coeficiente de expansão da água, ($^{\circ}\text{C}^{-1}$);

g - aceleração da gravidade, (m.s^{-2});

$T_{Superfície}$ - temperatura à superfície, ($^{\circ}\text{C}$);

T_0 - temperatura no fundo da massa de água, ($^{\circ}\text{C}$);

H - altura da superfície livre, (m).

A temperatura da água no ponto $(H - h)$, pode ser obtido através da expressão (2.35):

$$T_{inicial}(H - h) = T_0 + \frac{N^2(H - h)}{\alpha g} \quad (2.35)$$

em que:

H - altura da superfície livre, (m);

h - distância percorrida segundo a vertical, (m);

T_0 - temperatura no fundo da massa de água, ($^{\circ}\text{C}$);

N - frequência de Brunt-Väisälä, (s^{-1});

α - coeficiente de expansão da água, ($^{\circ}\text{C}^{-1}$);

g - aceleração da gravidade, (m.s^{-2}).

Se se rescrever a equação inicial do perfil de temperatura, de forma a incluir N^2 , e se se adicionar à equação (2.35), a diferença de temperatura ΔT , que surge entre a camada de mistura completa e a camada que não é afectada pelo processo de convecção, então obtém-se a seguinte expressão:

$$T = T_0 + \frac{N^2}{\alpha g}(H - h) + \Delta T \quad (2.36)$$

em que:

T_0 - temperatura no fundo da massa de água, ($^{\circ}\text{C}$);

N - frequência de Brunt–Väisälä, s^{-1} ;
 α - coeficiente de expansão da água, $(^{\circ}C^{-1})$;
 g - aceleração da gravidade, $(m.s^{-2})$;
 H - altura da superfície livre, (m).
 h' - profundidade da camada de mistura completa, (m);
 ΔT - variação da temperatura da água, $(^{\circ}C)$.

O incremento da profundidade da camada de mistura completa resulta do arrastamento de água da camada inferior para a camada de mistura completa, resultante do consumo de energia gerada pelo processo de convecção. O centro de gravidade da camada de mistura completa é elevado, e em simultâneo ocorre um arrefecimento do valor da temperatura da água, resultante da mistura de água mais fria da camada inferior, que assim provoca a diminuição do volume da água. O centro de gravidade desta camada é novamente alterado. De acordo com FICHER *et al.*, 1979, os dois mecanismos equivalem-se, e ocorre um rearranjo da energia potencial mas o seu valor total permanece inalterado.

A profundidade da camada de mistura completa e o coeficiente de difusividade vertical podem ser estimados de acordo com as equações 2.37 e 2.38 (CUSHMAN-ROISIN, 2012):

$$h = \sqrt{\frac{6\alpha g \tilde{H} t}{\rho_0 C_0 N^2}} \quad (2.37)$$

em que:

h' - profundidade da camada de mistura completa, (m);
 α - coeficiente de expansão da água, $(^{\circ}C^{-1})$;
 g - aceleração da gravidade, $(m.s^{-2})$;
 \tilde{H} - fluxo de calor, $(J.m^{-2}.s^{-1})$;
 t - tempo (s);
 ρ_0 - massa específica de referência, $(kg.m^{-3})$;
 C - Calor específico da água, $4\,186\, (J.kg^{-1}.^{\circ}C^{-1})$.
 N - frequência de Brunt–Väisälä, s^{-1} .

$$K_z = 0.1 \frac{\alpha g \tilde{H}}{\rho_0 C} \left(\frac{6t}{N^2} \right)^{\frac{2}{3}} \quad (2.38)$$

em que:

K_z - difusividade turbulenta vertical, ($\text{m}^2.\text{s}^{-1}$);
 α - coeficiente de expansão da água, ($^{\circ}\text{C}^{-1}$);
 g - aceleração da gravidade, ($\text{m}.\text{s}^{-2}$);
 \tilde{H} - fluxo de calor, ($\text{J}.\text{m}^{-2}.\text{s}^{-1}$);
 ρ_0 - massa específica de referência, ($\text{kg}.\text{m}^{-3}$);
 C - Calor específico da água, 4 186 ($\text{J}.\text{kg}^{-1}.\text{^{\circ}C}^{-1}$);
 t - tempo (s);
 N - frequência de Brunt–Väisälä, (s^{-1}).

Transferência mecânica de energia

O vento, ao atingir a superfície de um lago ou albufeira induz turbulência nas camadas superficiais que, ao propagar-se em profundidade, contribui também para a erosão da estratificação térmica. O momento da força exercida pelo vento é transferido através da tensão superficial τ , parametrizada através da equação 2.39, segundo a qual o momento desta força é aproximadamente igual ao quadrado da velocidade do vento.

$$\tau = C_d \rho U^2 \quad (2.39)$$

em que:

τ - tensão superficial gerada pelo vento, ($\text{m}.\text{s}^{-2}$);
 C_d - coeficiente de atrito;
 ρ - densidade do ar, ($\text{kg}.\text{m}^{-3}$);
 U - velocidade do vento observada a 10 m de altura, ($\text{m}.\text{s}^{-1}$).

De acordo com, FICHER *et al.*, 1979, se se quantificar a turbulência em função da sua velocidade obtém-se a seguinte expressão:

$$w_* = \sqrt{\frac{\tau}{\rho_0}} \quad (2.40)$$

em que:

w_* - velocidade de atrito, ($\text{m}.\text{s}^{-1}$);
 τ - tensão superficial, ($\text{m}.\text{s}^{-2}$);
 ρ_0 - massa específica da água, ($\text{kg}.\text{m}^{-3}$).

O trabalho realizado pelo vento, W , ao gerar energia cinética através da mistura de água com diferentes densidades, determina um incremento de energia potencial. As perdas por dissipação correspondem a uma fracção fixa que é incluída em m_* .

$$W = m_* \tau w_* = m_* \rho_0 w_*^3 \quad (2.41)$$

em que:

W - trabalho, (kg.m².s⁻²);

m_* - coeficiente adimensional, 1.25;

τ - tensão superficial, (m.s⁻²);

w_* - velocidade de atrito, (m.s⁻¹).

O balanço de energia correspondente a uma estratificação estável, de acordo com o apresentado na Figura 2.7, na qual a camada de mistura completa aumenta gradualmente em profundidade até atingir uma profundidade, h' , durante um intervalo de tempo, t , pode ser expressa da seguinte forma (CUSHMAN-ROISIN, 2012):

$$\frac{1}{4} N^2 h^2 \frac{dh}{dt} + \frac{C_*}{2} w_*^2 \frac{dh}{dt} = m_* w_*^3 \quad (2.42)$$

em que:

N - frequência de Brunt-Väisälä, (s⁻¹);

h' - profundidade da camada de mistura completa, (m);

C - calor específico da água, 4 186 (J.kg⁻¹.°C⁻¹);

w_* - velocidade de atrito, (m.s⁻¹);

t - tempo, (s).

Como a produção de energia cinética é muito inferior ao incremento de energia potencial, a equação 2.42, é simplificada:

$$\frac{1}{4} N^2 h^2 \frac{dh}{dt} = m_* u_*^3 \quad (2.43)$$

O valor de h' , pode ser estimado através da equação 2.44 e a difusividade vertical, K_z , através da equação 2.45.

$$h = \left(\frac{m_* u_*^3 t}{N^2} \right) \quad (2.44)$$

$$K_z = 0.1 u_* h = 0.1 u_*^2 \left(\frac{12 m_* t}{N^2} \right)^{\frac{1}{3}} \quad (2.45)$$

em que:

w_* - velocidade de atrito, (m.s⁻¹);

h' - profundidade da camada de mistura completa, (m);

m_* - coeficiente adimensional, 1.25;

N - frequência de Brunt–Väisälä, (s⁻¹);

t - tempo (s).

Parametrização da dispersão vertical

A importância da dispersão vertical, de momento e de massa, aumenta com a profundidade da massa de água. Em lagos muito profundos a mistura vertical é usualmente provocada pela acção do vento, que ao transmitir energia cinética à camada superficial gera turbulência que é transmitida em profundidade. Em albufeiras profundas, este processo é em grande parte controlado pelo fluxo da água afluente. O processo instável de formação e manutenção da termoclina resulta da interacção não-linear da turbulência gerada pelo vento com os gradientes estáveis de densidade da massa de água (SUNDARAM & REHM, 1971).

Ao longo do tempo, têm sido utilizadas duas abordagens distintas relativamente à formação e manutenção da termoclina, em lagos e oceanos: o conceito da camada de mistura completa e da difusão turbulenta. Sendo que a principal dificuldade desta última abordagem reside na especificação do coeficiente de difusão, variável com o tempo e em profundidade (NAKAMURA & HAYAKAWA, 1991).

A parametrização da dispersão vertical de momento e de massa, gerada pela turbulência, é geralmente realizada através da consideração da difusividade vertical turbulenta (K_z) e da viscosidade turbulenta (E). Esta aproximação resulta da simplificação das equações tridimensionais de conservação de massa e de momento, realizada para a obtenção da formulação unidimensional. Existem várias funções determinadas empiricamente para descrever a estabilidade vertical da turbulência de lagos e de albufeiras. Como a determinação destas funções é realizada especificamente para uma determinada massa de água, o seu ajustamento a massas de água com características distintas conduz muitas vezes à alteração da formulação original, existindo por isso um

vasto número de funções (EPA, 1985). A utilização destas funções é por este motivo dependente do esquema numérico utilizado e das características específicas de cada massa de água.

A abordagem utilizada para a determinação de K_z e de E , consiste em relacionar uma medida de estabilidade da massa de água, como o número de Richardson, com um valor constante de K_z e de E (equações 2.46 e 2.47).

$$K_z = K_{z0} f(s) \quad (2.46)$$

em que:

K_z - difusividade turbulenta vertical, quando ocorre estratificação térmica, ($\text{m}^2.\text{s}^{-1}$);

K_{z0} - difusividade turbulenta vertical, na ausência de estratificação térmica, ($\text{m}^2.\text{s}^{-1}$);

$f(s)$ - função de estabilidade.

$$E = E_0 f(s) \quad (2.47)$$

em que:

E - viscosidade vertical, quando ocorre estratificação térmica, ($\text{m}^2.\text{s}^{-1}$);

E_0 - viscosidade vertical, na ausência de estratificação térmica, ($\text{m}^2.\text{s}^{-1}$);

$f(s)$ - função de estabilidade.

A analogia de Reynolds entre o transporte de massa/calor e o transporte de momento, sugere que existe uma relação muito próxima entre a difusividade e a viscosidade turbulentas. A difusividade turbulenta possui a mesma fragilidade conceptual da viscosidade turbulenta, ou seja, não é uma propriedade do fluido. Esta relação pode ser obtida através da equação 2.48.

$$E_0 = P_r K_{z0} \quad (2.48)$$

em que:

E_0 - viscosidade vertical, na ausência de estratificação térmica, ($\text{m}^2.\text{s}^{-1}$);

P_r - número de Prandtl, $\cong 1$.

K_{z0} - difusividade turbulenta vertical, na ausência de estratificação térmica, ($\text{m}^2.\text{s}^{-1}$).

De acordo com WATANABE *et al.*, 1983 in ORLOB, 1983:

$$E_0 = w^* l \quad (2.49)$$

em que:

$$w^* = \left(\frac{\tau_0}{\rho} \right)^{1/2} - \text{velocidade de atrito junto ao fundo, (m.s}^{-1}\text{);}$$

τ_0 - tensão de arrastamento junto ao fundo, (m.s⁻²);

ρ - massa específica, (kg.m⁻³)

e

$$l = kz(1 - z/H_m) \quad (2.50)$$

em que:

l - extensão da zona de mistura, (m);

k - constante de von Karman, 0.4;

z - profundidade, (m);

H_m - distância ao fundo da massa de água, (m).

HENDERSON-SELLERS, 1985, utiliza uma outra solução para o cálculo de K_{z0} :

$$K_{z0} = \frac{kw^*}{P_r} \exp(-k^*z) \quad (2.51)$$

em que:

k - constante de von Karman, 0.4;

w^* - velocidade de atrito junto ao fundo, (m.s⁻¹);

P_r - número de Prandtl, $\cong 1$;

z - profundidade, (m);

k^* - parâmetro relacionado com o perfil de Ekman, $k^* = 6u^{-1.84}$.

em que:

u - velocidade do vento, (m.s⁻¹).

Uma das expressões mais utilizadas para expressar a relação existente entre o número de Richardson e K_z , foi obtida por MUNK & ANDERSON, 1948 (ORLOB, 1983, EPA, 1985):

$$K_z = K_{z0}(1 + 3.33Ri)^{-3/2} \quad (2.52)$$

em que:

K_z - difusividade turbulenta vertical, quando ocorre estratificação térmica, ($\text{m}^2.\text{s}^{-1}$);

K_{z0} - difusividade turbulenta vertical, na ausência de estratificação térmica, ($\text{m}^2.\text{s}^{-1}$).

R_i - número de Richardson;

e

$$E = E_0(1 + 10R_i)^{-1/2} \quad (2.53)$$

em que:

E - viscosidade vertical, quando ocorre estratificação térmica, ($\text{m}^2.\text{s}^{-1}$);

E_0 - viscosidade vertical, na ausência de estratificação térmica, ($\text{m}^2.\text{s}^{-1}$);

R_i - número de Richardson;

A expressão (2.52) é utilizada para calcular a difusão de calor, na sua forma original, ou com o ajustamento dos seus coeficientes, σ e n (equação 2.54). Os modelos desenvolvidos por, SUNDARAM & REHM, 1972; MARCHUK *et al.*, 1977; WALTERS *et al.*, 1978; MCCORMICK & SCAVIA, 1981; HENSERSON-SELLERS, 1982; NAKAMURA & HAYAKAWA, 1991; GEYER, 1993; MENDELSON *et al.*, 1999; ANTONOPOULOS & GIANNIOU, 2003; BRUDER, 2012 e PAVEL *et al.*, 2012, são alguns exemplos da utilização desta equação.

$$K_z = K_{z0}(1 + \sigma R_i)^{-n} \quad (2.54)$$

em que:

K_z - difusividade turbulenta vertical, quando ocorre estratificação térmica, ($\text{m}^2.\text{s}^{-1}$);

K_{z0} - difusividade turbulenta vertical, na ausência de estratificação térmica, ($\text{m}^2.\text{s}^{-1}$);

R_i - número de Richardson;

σ - coeficiente adimensional;

n - coeficiente adimensional.

No Quadro 2.1, pode observar-se alguns exemplos dos valores de σ e n , utilizados na definição de alguns modelos. A variabilidade associada a estes valores permite concluir que os coeficientes são calibrados, especificamente para cada caso de estudo (EPA, 1985).

Enquanto não ocorre a formação da termoclina, a equação 2.54 pode ser utilizada em toda a extensão da coluna de água. No entanto, após o início do processo de estratificação térmica, esta equação é apenas válida para o epilímnio. O hipolímnio encontra-se isolado e, por isso, não é afectado pela turbulência gerada pelo vento. De acordo com SUNDARAM & REHM, 1972, após o

início do processo de estratificação térmica, a equação 2.54 apenas é válida em zonas em que o valor da difusividade turbulenta é superior a um determinado valor mínimo. Para o hipolímnio os mesmos autores consideram um valor constante, igual ao valor mínimo obtido com a equação 2.54.

Quadro 2.1 – Referências bibliográficas dos coeficientes, σ e n da equação de MUNK e ANDERSON, 1948, para o cálculo da difusividade turbulenta vertical

σ	n	Referência
10/3	3/2	MUNK & ANDERSON, 1948
50	1	DEARDORFF, 1967
0.1	1	SUNDARAM & REHM, 1972
0.00176	0.5	NEWBOLD & LIGGETT, 1974
1	7/4	BOWDEN & HAMMILTON, 1975
1	1	OFFICER, 1976
0.048	1	WALTERS <i>et al.</i> , 1978
0.007 - 0.012	0.62 - 0.95	ANTONOPOULOS & GIANNIOU, 2003

Durante a fase de arrefecimento, no final do Verão, quando a taxa de arrefecimento ainda é reduzida, o acréscimo de turbulência gerada por convecção ainda é representado por R_i . Quando o grau de arrefecimento se acentua, a turbulência gerada por convecção torna-se dominante relativamente à turbulência gerada pelo vento e R_i torna-se irrelevante. O ponto máximo em profundidade atingido pelas ondas de turbulência corresponde ao valor máximo gerado pela equação 2.54, durante a fase de arrefecimento. SUNDARAM & REHM, 1972, consideram que acima deste ponto a difusividade é constante e igual à que ocorre nesse ponto, gerando assim uma zona homogeneizada pelo processo de convecção. De acordo com os mesmos autores, para profundidades inferiores à profundidade crítica a equação 2.54 permanece válida.

Uma outra abordagem baseia-se na consideração da equação 2.54 para o epilímnio, da equação 2.55 para a parte superior do hipolímnio e de um valor constante para a camada mais profunda (WALTERS *et al.*, 1978):

$$K_z = K_{TC} \left(\frac{N_{TC}^2}{N^2} \right)^{-1/2} \quad (2.55)$$

em que:

K_z - difusividade turbulenta vertical, quando ocorre estratificação térmica, ($\text{m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$);

N - frequência de Brunt–Väisälä, (s^{-1}).

Nesta equação, K_{TC} e N_{TC}^2 , são avaliados na termoclina (onde $\frac{\partial T}{\partial z}$ atinge um valor máximo). Na camada mais profunda a difusividade é considerada constante e igual a $10 K_{TC}$.

HENDERSON-SELLERS, 1982, parametriza a difusividade turbulenta através da equação (2.56):

$$K(z) = \frac{kw^*}{P_0} \exp(-k^* z) (1 + 37 R_i^{-2})^{-1} \quad (2.56)$$

em que:

K_z - difusividade turbulenta vertical, quando ocorre estratificação térmica, ($m^2.s^{-1}$);

k - constante de von Karman, 0.4;

w^* - velocidade de atrito, ($m.s^{-1}$);

P_r - número de Prandtl, $\cong 1$;

k^* - parâmetro relacionado com o perfil de Ekman, $k^* = 6u^{-1.84}$.

z - profundidade, (m);

R_i - número de Richardson;

A difusividade turbulenta vertical pode também ser parametrizada através de uma equação baseada na fórmula de Prandtl–Obuchov (BELOLIPETSKY *et al.*, 2010).

$$K_z = \begin{cases} \left((0.05h')^2 \sqrt{B} + K_{\min} \rightarrow B \geq 0 \right) \\ K_{\min} \rightarrow B < 0 \end{cases} \quad (2.57)$$

$$B = \left(\frac{\tau}{\rho_0 K_0} \right)^2 \exp(-2\alpha z) - \frac{g}{\rho_0} \left(\frac{\partial \rho}{\partial z} \right) \quad (2.58)$$

em que:

K_z - difusividade turbulenta vertical, quando ocorre estratificação térmica, ($m^2.s^{-1}$);

h' - profundidade da camada de mistura completa, (m);

τ - tensão superficial gerada pelo vento, ($m.s^{-2}$);

z - profundidade, (m);

ρ - massa específica da água, ($kg.m^{-3}$);

ρ_m - valor médio da massa específica da água, ($kg.m^{-3}$).

O valor mínimo para a difusividade turbulenta (K_{\min}) é de $0.02 \text{ cm}^2.\text{s}^{-1}$.

O valor da difusividade turbulenta na ausência de estratificação térmica é calculado através da equação 2.59:

$$K_{z0} = \frac{(0.05\pi)^2 \tau}{2\rho_0 f} \quad (2.59)$$

em que:

K_{z0} - Prandtl - difusividade turbulenta vertical, na ausência de estratificação térmica, ($\text{m}^2.\text{s}^{-1}$);

τ - Prandtl - tensão superficial gerada pelo vento, ($\text{m}.\text{s}^{-2}$);

f - parâmetro de Coriolis;

ρ - massa específica da água, ($\text{kg}.\text{m}^{-3}$).

$$\alpha = \sqrt{\frac{f}{2K_{z0}}} \quad (2.60)$$

em que:

f - parâmetro de Coriolis;

K_{z0} - difusividade turbulenta vertical, na ausência de estratificação térmica, ($\text{m}^2.\text{s}^{-1}$).

A profundidade da camada de mistura completa é estimada através da equação 2.61:

$$h' = \pi \sqrt{\frac{K_{z0}}{2f}} \quad (2.61)$$

em que:

h' - profundidade da térmoclina, (m);

K_{z0} - difusividade turbulenta vertical, na ausência de estratificação térmica, ($\text{m}^2.\text{s}^{-1}$);

f - parâmetro de Coriolis.

No modelo unidimensional WQRRS, ("Water Quality for River-Reservoir Systems") (HEC, 1978) é utilizado o conceito de difusão efectiva, que descreve em simultâneo a difusão molecular, turbulenta e a mistura por convecção. Este coeficiente é estimado através de duas abordagens distintas, o método da estabilidade e o método do vento. O método da estabilidade é apropriado ao cálculo dos coeficientes de difusão em albufeiras profundas, bem estratificadas, e em albufeiras pouco profundas em que a mistura determinada pelo vento não é o factor preponderante da homogeneização da massa de água (WQRRS, 1986).

A relação existente entre a estabilidade e a difusão efectiva é obtida através das equações (WQRRS, 1986):

$$D_c = A_1 \quad \text{quando, } E_1 \leq E_{crit} \quad (2.62)$$

$$D_c = A_2 E^{A_3} \quad \text{quando, } E_1 > E_{crit} \quad (2.63)$$

em que:

D_c - coeficiente de difusão efectiva, ($\text{m}^2.\text{s}^{-1}$);

A_1 - valor máximo de D_c , ($\text{m}^2.\text{s}^{-1}$);

E_1 - estabilidade da coluna de água, $\frac{1}{\rho} \frac{\partial \rho}{\partial z}$, (m^{-1});

E_{crit} - estabilidade crítica da coluna de água, (m^{-1});

A_2 e A_3 - constantes empíricas.

O método do vento para o cálculo dos coeficientes de difusão efectiva é apropriado para albufeiras em que a mistura provocada pelo vento é a componente dominante na difusão turbulenta (WQRRS, 1986).

$$D_c = D_{\min} + A_2 U \exp(-k d_t) \quad (2.64)$$

em que:

D_c - coeficiente de difusão efectiva, ($\text{m}^2.\text{s}^{-1}$);

D_{\min} - coeficiente mínimo de difusão efectiva, ($\text{m}^2.\text{s}^{-1}$);

A_2 e A_3 - constantes empíricas.

U - velocidade do vento, ($\text{m}.\text{s}^{-1}$);

d_t - profundidade da termoclina, (m);

$$k = \frac{A_3}{d_t};$$

d_t - profundidade da camada específica, (m).

Na definição do modelo CE-QUAL-W2 (COLE & WELLS, 2011), é considerada a analogia de Reynolds para o cálculo da dispersão vertical de energia/constituintes. No Capítulo 4 são descritas as diferentes parametrizações da viscosidade turbulenta vertical, que podem ser utilizadas no modelo CE-QUAL-W2.

A alternativa ao conceito de difusividade/viscosidade turbulenta, utilizado em muito modelos, é o conceito de camada de mistura completa, ou conceito de energia integral. A energia cinética

turbulenta (ECT), gerada pela acção do vento à superfície, propaga-se em profundidade, homogeneizando a temperatura da camada superficial. O excesso de energia cinética é transformado em energia potencial, através do arrastamento de água das camadas inferiores para a camada de mistura completa. Este incremento do volume da camada de mistura completa, adicionado a outros fluxos advectivos ascendentes, definem a profundidade desta camada. As correntes de convecção geradas nos períodos de arrefecimento também promovem a homogeneização da referida camada, ao produzirem ECT. Para a aplicação deste conceito é necessário conhecer em cada intervalo de tempo a distribuição em profundidade do fluxo de calor que atinge a superfície da massa de água (absorção interna), para assim se avaliar a distribuição vertical da densidade e da energia potencial. Esta abordagem metodológica é utilizada na definição de vários modelos de simulação, entre os quais se destacam os modelos desenvolvidos por, HARLEMAN, 1982; STEFAN *et al.*, 1982; IMBERGER & PARKER, 1985; MERRICK & GAO, 1989; CE-QUAL-R1, 1995; FANG & STEFAN, 1996; HONDZO *et al.*, 1993; STEFAN *et al.*, 1982; HERB & STEFAN, 2005 e DYRESM, 2007.

O modelo de energia integral desenvolvido por FORD & STEFAN, 1980, utiliza o conceito descrito anteriormente. Na definição deste modelo assume-se que a maior fonte de ECT, resulta da tensão gerada à superfície da massa de água pelo vento.

A ECT, disponível para o arrastamento de água das camadas inferiores para a camada superficial, é calculada através da equação 2.65. Assim, assume-se que existe uma determinada percentagem de energia disponível para a mistura da camada superficial (FORD & STEFAN, 1980).

$$ECT = \int_{A_s} C w^* \tau dA \quad (2.65)$$

em que:

ECT - energia cinética turbulenta, (kg.m².s⁻²);

A_s - área superficial da massa de água, (m²);

C - constante empírica;

τ - tensão superficial gerada pelo vento, (m.s⁻²);

w^* - velocidade de atrito, (m.s⁻¹).

O trabalho necessário para elevar uma camada de água desde a interface da camada de mistura completa até ao seu centro de gravidade, pode ser estimado através da equação 2.66 (FORD & STEFAN, 1980).

$$W = \Delta \rho \Delta V g (D - Z_g) \quad (2.66)$$

em que:

W - trabalho, (kg.m².s⁻²);

$\Delta\rho$ - variação da densidade entre a camada superficial e a camada inferior, (kg.m⁻³);

ΔV - incremento de volume, (m³);

g - aceleração da gravidade, (m.s⁻²);

h' - profundidade da camada de mistura completa, (m);

Z_g - profundidade do centro de gravidade da camada de mistura completa, (m).

Para que ocorra o aumento da profundidade da camada de mistura completa, o resultado obtido através da equação 2.65, tem que ser igual ou superior ao resultado obtido com a equação 2.66.

Alternativamente, pode utilizar-se um critério de estabilidade (FORD & STEFAN, 1980):

$$\sigma = \frac{\int_{A_s} w^* \tau dA \Delta t}{\Delta \rho \Delta V g (D - Z_g)} \quad (2.67)$$

em que:

A_s - área superficial da massa de água, (m²);

w^* - velocidade de atrito, (m.s⁻¹);

τ - tensão superficial gerada pelo vento, (m.s⁻²);

$\Delta\rho$ - variação da densidade entre a camada superficial e a camada inferior, (kg.m⁻³);

ΔV - Incremento de volume, (m³);

g - aceleração da gravidade, (m.s⁻²);

h' - profundidade da camada de mistura completa, (m);

Z_g - profundidade do centro de gravidade da camada de mistura completa, (m).

Este critério compara em cada intervalo de tempo, Δt , o fluxo de energia cinética para a energia potencial da camada de mistura completa, com a energia potencial da camada inferior. Se σ for superior a um determinado valor crítico de σ_{cr} , então ocorre o arrastamento de água para a camada de mistura completa e o consequente incremento na sua profundidade (FORD & STEFAN, 1980).

Mistura horizontal no epilímnio/hipolímnio

O número de estudos de campo desenvolvidos para o estudo do processo de mistura turbulenta horizontal em massas de água é reduzido, quando comparado com os estudos realizados sobre o processo de mistura turbulenta vertical. Uma explicação para este facto é a de que a mistura

horizontal é rápida quando comparada com a mistura vertical, então todos os gradientes de energia e massa surgem maioritariamente segundo o eixo vertical. Em grandes massas de água, a mistura horizontal resulta de flutuações do campo de velocidades geradas por correntes de grande dimensão e do arrastamento por correntes de advecção. Como usualmente as correntes segundo a vertical estão ausentes, o transporte segundo a vertical é atribuído unicamente à turbulência, o que facilita a parametrização desta variável (PEETERS *et al.*, 1999).

Os resultados experimentais relativos à difusão turbulenta horizontal, que se caracterizam pela medição do tempo que a pluma de um determinado marcador, percorre uma determinada distância, são geralmente expressos da seguinte forma (MURTHY, 1976):

$$K_x = cS_x^n \quad (2.68)$$

em que:

c - constante;

n - constante;

S_x - variância da distribuição horizontal da concentração, (m^2).

MURTHY, 1976, obteve as seguintes expressões para a difusão turbulenta horizontal, no epilímnio e no hipolímnio, através de uma série de experiências com marcador fluorescente, no lago Ontário, localizado na América do Norte:

$$K_x = 8.75 \times 10^{-1} S_x^{1.07} \quad (\text{epilímnio}) \quad (2.69)$$

$$K_x = 3.92 \times 10^{-3} S_x^{1.33} \quad (\text{hipolímnio}) \quad (2.70)$$

em que:

K_x - difusividade turbulenta horizontal, ($m^2.s^{-1}$);

S_x - variância da distribuição horizontal da concentração, (m^2).

De acordo com este autor, a difusividade horizontal é cinco a dez vezes superior à difusividade lateral, durante a fase inicial da difusão, e duas a três vezes para tempos de difusão elevados.

OKUBO, 1971, obteve a seguinte aproximação para o cálculo de K_x , em função do espaçamento da grelha de simulação, Δ_x :

$$K_x = 5.84 \times 10^{-4} \Delta_x^{1.1} \quad (2.71)$$

em que:

K_x - difusividade turbulenta horizontal, ($\text{m}^2.\text{s}^{-1}$);

Δ_x - espaçamento da grelha de simulação, (m).

De acordo com PEETERS *et al.*, 1999, o modelo proposto por CARTER & OKUBO, 1965, permite uma boa estimativa do desenvolvimento temporal, e da forma da pluma. O modelo é descrito da seguinte forma:

$$\sigma_{\text{mod}}^2 = 2\sqrt{4K_x^2 t^2 + \frac{1}{3} K_x^2 \left(\frac{\partial u}{\partial y}\right)^2 + 4K_z \left(\frac{\partial u}{\partial z}\right)^2} t^4 \quad (2.72)$$

em que:

σ_{mod}^2 - dimensão da pluma, (m^2);

K_x - difusividade turbulenta horizontal, ($\text{m}^2.\text{s}^{-1}$);

K_z - difusividade turbulenta vertical, quando ocorre estratificação térmica, ($\text{m}^2.\text{s}^{-1}$);

t - tempo, (s);

u - velocidade, ($\text{m}.\text{s}^{-1}$).

Mistura gerada pelo caudal afluente/efluente

A representação conceptual de uma massa de água, através de um conjunto de camadas horizontais, de dimensão fixa (esquema Euleriano) ou de dimensão variável (esquema Lagrangiano), revela-se importante não só para a aplicação do conceito de energia integral, mas também para a parametrização da afluência/efluência de caudais de um lago ou albufeira.

A densidade de cada camada é determinada pela sua temperatura e pelo teor em sólidos suspensos e dissolvidos. A corrente de água afluente a um lago ou albufeira procura uma camada com igual valor de densidade (isopícnica), cujo volume será incrementado, aumentando assim a sua espessura. As camadas superiores serão deslocadas na direcção da superfície, o que determina um incremento da sua área superficial e uma diminuição da sua espessura. No trabalho desenvolvido por DHAMOTHARAN & STEFAN, 1980, encontra-se a descrição de um algoritmo que permite o cálculo da espessura de cada camada em cada intervalo de tempo.

A corrente de água afluente (corrente de densidade), ao mergulhar à procura da camada isopícnica, retira água a cada uma das camadas que vai encontrando. A temperatura e o teor em sólidos dissolvidos e suspensos da corrente, vão sendo alterados por diluição, ao passar por cada umas das camadas até encontrar a camada de igual densidade (ISO). Se $V(j,i)$ é o volume da camada, i no

intervalo de tempo, j , o volume de i , no intervalo de tempo $j+1$, pode ser obtido através da seguinte expressão:

Para uma camada localizada entre a superfície e a camada ISO:

$$V(j+1,i) = V(j,i) - [Qr(i) + Qe(i)]\Delta T \quad (2.73)$$

em que:

$Qr(i)$ - Caudal retirado à camada i , pela corrente de densidade, ($m^3.s^{-1}$);

$Qe(i)$ - Caudal efluente retirado à camada i , ($m^3.s^{-1}$);

ΔT - intervalo de tempo, (s).

Para a camada superficial:

$$V(j+1,1) = V(j,i) - [Qr(1) + Qe(1) + Qev(1) - Qprec(1)]\Delta T \quad (2.74)$$

em que:

$Qr(1)$ - caudal retirado à camada i , pela corrente de densidade, ($m^3.s^{-1}$);

$Qe(1)$ - caudal efluente retirado à camada i , ($m^3.s^{-1}$);

$Qev(1)$ - caudal evaporado, ($m^3.s^{-1}$);

$Qprec(1)$ - caudal resultante da precipitação, ($m^3.s^{-1}$);

ΔT - intervalo de tempo, (s).

Para a camada ISO:

$$V(j+1,ISO) = V(j,ISO) - [Qr(i)_r(ISO)]\Delta T + Qcd(i)\Delta T \quad (2.75)$$

em que:

$Qr(i)$ - caudal retirado à camada i , pela corrente de densidade, ($m^3.s^{-1}$);

Qcd - caudal total removido, ($m^3.s^{-1}$).

O valor do caudal total que é removido em cada instante pode se obtido através da equação (2.76).

$$Qcd = Q(i) + \sum_{i=1}^{ISO-1} Qr(i) \quad (2.76)$$

em que:

$Q(i)$ - caudal afluente, ($m^3.s^{-1}$).

$Qr(i)$ - caudal retirado à camada i , pela corrente de densidade, ($m^3.s^{-1}$);

Para as camadas localizadas entre a camada ISO e o fundo da massa de água:

$$V(j+1,i) = V(j,i) - [Qe(i)]\Delta T \quad (2.77)$$

em que:

$Qe(i)$ - caudal efluente retirado à camada i , ($m^3.s^{-1}$);

ΔT - intervalo de tempo, (s).

A conservação de energia/constituintes em cada camada pode ser estimada através da equação 2.78:

$$T(i,j+1) = \frac{T(i,j) + V(i) + Tcd(i,j)Qcd(i)\Delta t}{V(i) + Qcd(i)\Delta t} \quad (2.78)$$

em que:

$T(i,j)$ - temperatura da camada i no intervalo de tempo j , ($^{\circ}C$);

$V(i)$ - volume da camada, i no intervalo de tempo, j , m^3 ;

$Tcd(i)$ - temperatura da corrente de densidade no intervalo de tempo, j , ($^{\circ}C$);

$Qcd(i)$ - caudal da corrente de densidade no intervalo de tempo, j , ($m^3.s^{-1}$);

ΔT - intervalo de tempo, (s).

Se a camada isopícnica for a camada superficial, não são necessários mais cálculos. O volume de água afluente é adicionado à camada superficial e a espessura de cada camada é alterada, em função da curva de áreas *versus* volumes, respeitando a espessura máxima e mínima previamente definidas. Se, por outro lado, a camada isopícnica não for a camada superficial, então é necessário calcular a percentagem de volume que é retirado a cada camada, através do cálculo do coeficiente de arrastamento, C_a . O valor de C_a , retirado a cada camada pode ser obtido através da seguinte expressão (DALLIMORE *et al.*, 2001 *in* DYRESM, 2007):

$$C_a = \frac{C_k C_d^{3/2} + C_s}{R_{in} + 10(C_k C_d^{3/2} + C_s)} \quad (2.79)$$

em que:

C_d - coeficiente de rugosidade;

C_k - constante empírica, 2.2×10^{-4} ;

C_s - constante, 1.0×10^{-4} ;

$$R_{in} - \text{número de Richardson do caudal afluyente, } R_{in} = \frac{4C_a + \frac{5C_d}{\sin \alpha}}{5 \tan \alpha \frac{8}{3} C_a} \text{ (FICHER et al., 1979).}$$

A altura da corrente de densidade no momento em que encontra a camada superficial, h_0 , pode ser estimada através da seguinte expressão (IMBERGER & PATTERSON, 1981 in DYRESM, 2007):

$$h_0 = \left(\frac{2Q_{af} R_{in}}{g' \tan^2 \alpha} \right)^{1/5} \quad (2.80)$$

em que:

Q_{af} - caudal afluyente, ($\text{m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$);

R_{in} - número de Richardson do caudal afluyente;

$$g' = \frac{\rho_{af} - \rho_{sup}}{\rho_{af}} g; \quad (2.81)$$

ρ_{af} - densidade da corrente de densidade, ($\text{kg} \cdot \text{m}^{-3}$);

ρ_{sup} - densidade da camada superficial, ($\text{kg} \cdot \text{m}^{-3}$);

g - aceleração da gravidade, ($\text{m} \cdot \text{s}^{-2}$).

A variação do Q_{af} ao encontrar uma nova camada em profundidade pode ser obtida através da equação 2.82 (IMBERGER & PATTERSON, 1981 in DYRESM, 2007):

$$\Delta Q_{af} = Q_{af} \left(\left(\frac{h}{h_1} \right)^{5/3} - 1 \right) \quad (2.82)$$

em que:

h_1 - espessura frontal da camada anterior, (m);

h - espessura frontal da camada actual, (m).

O valor de h pode ser obtido através da seguinte equação (FICHER et al., 1979):

$$h = 1.2C_a s + h_1; \quad (2.83)$$

em que:

C_a - coeficiente de arrastamento;

s - declive;

h_1 - espessura frontal da camada anterior, (m);

O trabalho desenvolvido por AKIYAMA & STEFAN (1984), descreve uma outra abordagem teórica para a estimativa do volume final, associado à corrente de densidade, bem como um resumo de várias equações utilizadas para determinar a profundidade em que a corrente de densidade evolui na massa de água.

A dimensão do caudal efluente e o grau de estratificação térmica de uma albufeira têm uma forte influência na espessura da camada afectada pela descarga, e na forma das linhas de corrente geradas pelo escoamento. A conjugação destes factores determina o grau de homogeneização que poderá surgir com a descarga de um determinado volume de água, numa massa de água estratificada. Na Figura 2.8 a), pode observar-se o efeito da descarga de um caudal reduzido numa albufeira estratificada. As linhas de corrente indicam que a água é retirada apenas numa camada de espessura reduzida, não afectando a estratificação existente. Quando o caudal tem um valor suficientemente elevado para ultrapassar a força que é exercida pela termoclina, podem surgir duas situações. Uma intermédia em que a camada afectada pela descarga intercepta a termoclina, e assim surge alguma homogeneização térmica (Figura 2.8 b)), e uma outra situação em que a forma da termoclina é alterada e o escoamento segue as linhas de corrente que teria na ausência de estratificação térmica (Figura 2.8 c) (FICHER *et al.*, 1979).

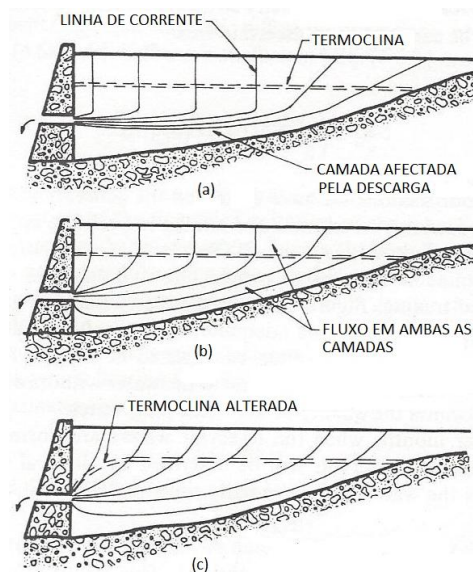


Figura 2.8 - Padrões de efluência de caudal numa albufeira estratificada (figura adaptada de FICHER *et al.*, 1979)

Se a estrutura de descarga se comportar como uma linha, e se a estabilidade da termoclina, F (número de Froude interno), for maior do que a unidade (IMBERGER, 1976):

$$F = \frac{q}{(NL^2\nu^2)^{1/3}} \quad \text{para} \quad F > 1 \quad (2.84)$$

em que:

q - caudal descarregado, ($\text{m}^3 \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{s}^{-1}$);

N - frequência de Brunt–Väisälä, (s^{-1});

L - comprimento da massa de água, (m);

ν - viscosidade cinemática da água, ($\text{m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$).

Então, metade da espessura da camada afectada, $\delta_{1/2}$, é obtida através da expressão 2.85 (IMBERGER, 1976):

$$\delta_{1/2} = 2 \left(\frac{q}{N} \right)^2 \quad (2.85)$$

em que:

q - caudal descarregado, ($\text{m}^3 \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{s}^{-1}$);

N - frequência de Brunt–Väisälä, (s^{-1}).

Caso contrário,

$$\delta_{1/2} = 2.8 L G_r^{-1/6} \quad (2.86)$$

em que:

L - comprimento da massa de água, (m);

G_r - número de Grashof.

O valor de G_r , pode ser obtido através da seguinte equação:

$$G_r = L^4 \frac{N^2}{\nu^2}, \text{ (número de Grashof)} \quad (2.87)$$

em que:

L - comprimento da massa de água, (m);

N - frequência de Brunt–Väisälä, (s^{-1});

ν - viscosidade cinemática da água, ($\text{m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$).

Se a estrutura de descarga se comportar como um ponto e se a estabilidade da termoclina, $\frac{Q}{vL}$ for >1 então (IMBERGER, 1976):

$$\delta_{1/2} = \frac{1.0}{(QN^2)^{1/3}} \quad (2.88)$$

em que:

Q - caudal efluente, (m³.s⁻¹);

N - frequência de Brunt-Väisälä, (s⁻¹).

Caso contrário,

$$\delta_{1/2} = 2.9(vD)^{1/6} \left(\frac{L}{N} \right)^{1/3} \quad (2.89)$$

em que:

v - viscosidade cinemática da água, (m².s⁻¹);

D - constante empírica;

L - comprimento da massa de água, (m);

N - frequência de Brunt-Väisälä, (s⁻¹).

HOCKING *et al.*, 1988, desenvolveram um algoritmo que permite simular a descarga de água de uma albufeira estratificada num único intervalo de tempo, o que permite ao utilizador aumentar o intervalo de tempo, reduzindo assim o tempo de simulação. Este algoritmo foi incorporado no modelo DYRESM, tendo sido utilizado com sucesso na simulação da albufeira de Wellington, localizada na zona ocidental do continente australiano.

As equações 2.90, 2.91, 2.92 e 2.93, permitem obter as linhas de corrente de uma descarga (HOCKING *et al.*, 1988).

se $Q\Delta t < 1.8BL\delta_{1/2}$

$$x(z) = A \left[1 + \cos \pi \frac{z - z_s - \frac{1}{4}d_m}{\delta_b + \frac{1}{4}d_m} \right] \quad \text{se} \quad -\delta_b < z - z_s < \frac{1}{4}d_m \quad (2.90)$$

$$x(z) = A \left[1 + \cos \pi \frac{z - z_s - \frac{1}{4} d_m}{\delta_t + \frac{3}{4} d_m} \right] \quad \text{se} \quad \frac{1}{4} d_m \leq z - z_s < \delta_t + d_m \quad (2.91)$$

em que:

x - coordenada horizontal, (m);

z - coordenada vertical, (m);

z_s - altura a que se encontra a estrutura de descarga, (m);

A - constante empírica;

B - largura da albufera na secção onde se encontra a estrutura de descarga, (m);

$\delta_{1/2} = 0.5(\delta_t + \delta_b)$, (m);

δ_t - espessura superior da camada afectada, calculada através do perfil de densidade, (m);

δ_b - espessura da metade inferior da camada afectada, calculada através do perfil de densidade, (m);

d_m - distância a que o fluido irá cair deste a parte superior da camada afectada, $d_m = Q\Delta t / BL$.

Por outro lado, se $Q\Delta t > 1.8BL\delta_{1/2}$:

$$x(z) = AL \left\{ 1 - \left[1 + \frac{1}{2} d_m \frac{z - z_s + \delta_b}{\delta_{1/2}^2} \right]^{-2} \right\} \quad \text{se} \quad -\delta_b < z - z_s < \frac{1}{4} d_m \quad (2.92)$$

$$x(z) = ADL \tanh^2 \left(\frac{z - z_s + \delta_t - d_m}{2^{1/2} \delta_{1/2}} \right) \quad \text{se} \quad \frac{1}{4} d_m \leq z - z_s < \delta_t + d_m \quad (2.93)$$

em que:

A - constante empírica;

D - constante empírica;

$L = 10\delta_{1/2}$, (m);

z - coordenada vertical, (m);

z_s - altura a que se encontra a estrutura de descarga, (m);

δ_t - espessura superior da camada afectada, calculada através do perfil de densidade, (m);

δ_b - espessura da metade inferior da camada afectada, calculada através do perfil de densidade, (m);

d_m - distância a que o fluido irá cair desde a parte superior da camada afectada, (m);

$\delta_{1/2} = 0.5(\delta_t + \delta_b)$, (m).

Na Figura 2.9 pode observar-se as linhas de corrente de uma albufeira com um comprimento dez vezes superior a metade da largura da camada afectada (HOCKING *et al.*, 1988).

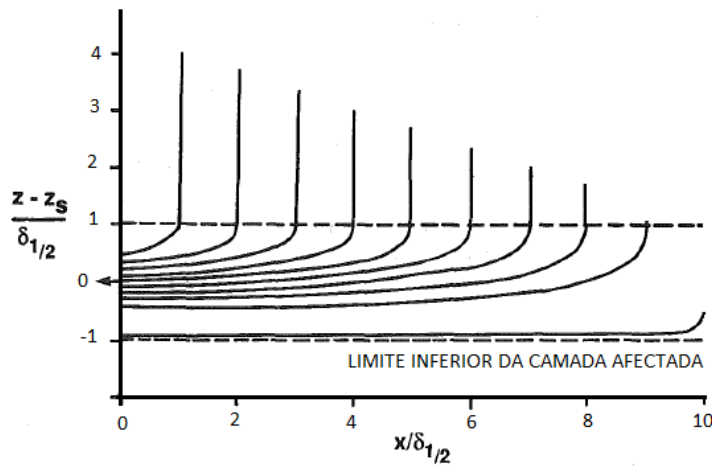


Figura 2.9 - Linhas de corrente geradas pela efluência de caudal numa albufeira estratificada (figura adaptada de HOCKING *et al.*, 1988)

No modelo CE-QUAL-W2 a altura da camada afectada é obtida através da seguinte expressão, no caso de a estrutura se comportar como um ponto (COLE & WELLS, 2011):

$$\delta_{1/2} = \left(c_i \frac{Q}{N} \right)^{0.3333} \quad (2.94)$$

em que:

c_i - coeficiente de interface;

Q - caudal efluente, ($\text{m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$);

N - frequência de Brunt–Väisälä, (s^{-1});

Se a estrutura se comportar como uma linha:

$$\delta_{1/2} = \left(c_i \frac{q}{N} \right)^{0.5} \quad (2.95)$$

em que:

c_i - coeficiente de interface;

q - caudal efluente por unidade de largura, ($\text{m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$);

N - frequência de Brunt–Väisälä, (s^{-1}).

A velocidade de escoamento é obtida através de uma função quadrática (COLE & WELLS, 2011):

$$V_k = 1 - \left[\frac{\rho_k - \rho_0}{\rho_1 - \rho_0} \right]^2 \quad (2.96)$$

em que:

V_k - velocidade normalizada na camada, k, (m.s^{-1});

ρ_k - densidade na camada, k, (kg.m^{-3});

ρ_0 - massa específica na camada em que se localiza a estrutura de descarga, (kg.m^{-3});

ρ_1 - massa específica na camada limite da área afectada pela descarga, (kg.m^{-3}).

Após a alocação do volume de água afluente/efluente, e da correspondente alteração da energia/massa disponível em cada camada ou célula da massa de água, em função do número de dimensões do modelo, simulam-se os processos de advecção/dispersão. Em alguns modelos unidimensionais utilizados para a simulação da temperatura de lagos e de albufeiras, é usual retirar-se o termo correspondente à advecção, justificando-se este facto pela não existência de velocidades verticais, quando se trata de um lago, como nos modelos desenvolvidos por NAKAMURA & HAYAKAWA, 1991; ANTONOPOULOS & GIANNIOU, 2003; BELOLIPETSKY *et al.*, 2010, ou apenas para simplificar o cálculo numérico, no caso de uma albufeira, como no caso do modelo RESQUAL II (STEFAN, *et al.*, 1982).

2.3.6 – Temperatura do ar *versus* temperatura de uma massa de água

A temperatura da água é determinada fundamentalmente pela troca de energia com a atmosfera, pelo que é comum encontrarem-se boas correlações entre a temperatura da água e a temperatura do ar (WEBB & NOBILIS, 2007; MOATAR *et al.*, 2006; WEBB *et al.*, 2003).

A estimativa dos valores da temperatura da água de uma linha de água pode ser realizada através de dois tipos de modelos: determinísticos, como o balanço de energia apresentado na secção 2.3.3; ou estatísticos. Os modelos estatísticos podem ser subdivididos em duas categorias distintas: paramétricos e não paramétricos. Os modelos paramétricos podem igualmente ser classificados como: modelos de regressão e modelos estocásticos (BENYAHYA *et al.*, 2008).

Os modelos estatísticos têm como principal vantagem, relativamente aos modelos determinísticos, a sua simplicidade e o menor número de dados necessários para a sua aplicação. Os modelos que se baseiam em balanços de energia e transporte de massa necessitam de um número muito superior de dados relativos às variáveis meteorológicas, ao balanço de volume e às características físicas da linha de água.

O **modelo de regressão linear** baseia-se no ajustamento de uma função linear através do método dos mínimos quadrados. Para cada ponto experimental calcula-se a diferença entre a ordenada experimental e o valor da função calculado para a abcissa correspondente. Como a função é uma recta então, $f(x) = a + bx_i$ e $\Delta y = y_{\text{exp}} - a - bx_i$. Calcula-se a soma dos quadrados dessas diferenças para todos os pontos experimentais, $Q^2(a, b)$, considerando o erro experimental de cada ponto, $\mathcal{E}_{y_{\text{exp}}}$. O resultado dessa soma é uma função de duas variáveis, a e b, a ordenada na origem e o declive, respectivamente. Os valores de a e de b utilizados, são aqueles para os quais a função, $Q^2(a, b)$, tem o valor mínimo.

Os modelos de regressão com uma ou mais variáveis independentes são usualmente utilizados para a previsão ou simulação da T_{ag} , com uma discretização semanal, mensal, e média anual (WEBB, 1987; CRISP, 1988; WEBB & WALLING, 1993; MITCHELL, 1999; ERICKSON & STEFAN, 1996; ERICKSON & STEFAN, 2000; WEBB & NOBILIS, 1997; PILGRIM *et al.*, 1998), tendo como base a boa correlação existente entre a T_{ar} e a T_{ag} , resultante da dependência que ambas as variáveis têm da radiação solar (BENYAHYA *et al.*, 2008). A temperatura do ar é uma boa aproximação ao balanço do fluxo de energia na interface ar-água e à temperatura de equilíbrio de uma linha de água (WEBB *et al.*, 2003).

Através da análise da equação de transporte/balanço de energia pode também demonstrar-se que a T_{ar} pode ser um bom indicador da temperatura de uma linha de água, principalmente quando se consideram escalas temporais semanais e mensais, em que as variações diárias são esbatidas pelo valor médio (MOHSENI & STEFAN 1999). Usualmente, obtém-se um melhor ajustamento com os modelos de regressão quando se utiliza uma discretização semanal ou mensal, do que a uma escala diária (PILGRIM *et al.*, 1998; ERICKSON & STEFAN, 2000). No entanto, há exemplos de aplicação de modelos de regressão linear a séries de valores com uma discretização inferior à diária (STEFAN & PREUD'HOMME, 1993), e a séries de valores extremos, valores máximos e mínimos diários (SMITH, 1979), para os quais se obteve um bom ajustamento.

No estudo realizado por PILGRIM *et al.*, 1998, pode-se observar as diferenças existentes na qualidade do ajustamento obtido entre os valores de temperatura do ar e da água, em função do grau de discretização temporal considerado. Este estudo foi realizado com o objectivo de avaliar os erros associados à correlação linear existente entre os valores de temperatura da água de 39 linhas de água do estado do Minnessota (E.U.A.), e registos de temperatura do ar, tendo sido derivadas equações para valores de temperatura diários, semanais, mensais e médios anuais. Os valores de desvio padrão obtidos entre os valores observados e estimados. Foram 3.5°C (diária), 2.6°C (semanal), 1.9°C (mensal), e 1.3°C (anual).

STEFAN & PREUD'HOMME, 1993, avaliaram os erros associados a um modelo de regressão linear aplicado a 11 linhas de água localizadas na bacia hidrográfica do rio Mississippi (E.U.A), tendo obtido as seguintes equações: $T_{ag} = 5.0 + 0.75T_{ar}$ e $T_{ag} = 2.9 + 0.86T_{ar}$; considerando valores de temperatura com uma discretização diária e semanal. O desvio padrão obtido entre os valores observados e os valores estimados, para cada uma das simulações, foi de 2.7°C e de 2.1°C, respectivamente.

Os factores que podem afectar a linearidade existente entre estas duas variáveis são diversos, e de natureza distinta. As linhas de água afectadas por albufeiras e/ou pela afluência artificial de escoamento superficial, geralmente limitam a interacção entre o ar e a água produzindo fracas correlações. O escoamento subsuperficial, o ensombramento provocado pela vegetação ripícola, pela topografia do terreno e por construções urbanas, impedem a radiação solar de atingir a superfície da água e formam uma barreira ao vento, limitando assim a influência da temperatura do ar na temperatura da água, reduzem o declive da correlação, mas usualmente não afectam a qualidade do ajustamento (ERICKSON & STEFAN, 2000).

A dimensão da linha de água pode também determinar diferenças significativas no ajustamento de um modelo de regressão linear. Os modelos de regressão ajustados a linhas de água de pequena dimensão têm menores desvios do que os obtidos para as linhas de água largas e profundas (STEFAN *et al.*, 1993; PILGRIM *et al.*, 1998). As linhas de água de menor e de maior dimensão diferenciam-se também no desfasamento temporal existente entre a reacção da temperatura da água a variações da temperatura do ar. STEFAN & PREUD'HOMME, 1993, estimaram relações lineares entre a T_{ag} e a T_{ar} de 11 rios localizados no centro dos E.U.A., tendo verificado que a T_{ag} reage com um desfasamento que varia entre poucas horas para linhas de água de reduzida dimensão até sete horas para rios de maior dimensão, com 5 m de profundidade. Os mesmos autores concluíram também que a correcção do referido desfasamento tinha apenas efeitos observáveis nas linhas de água de maior dimensão, não melhorando muito as previsões realizadas.

O pressuposto de que a correlação existente entre a T_{ag} e T_{ar} é linear já foi questionado por alguns autores. MOHSENI *et al.*, 1998, observou a existência de não-linearidade entre valores de T_{ag} e de T_{ar} , com uma discretização semanal. A mesma conclusão foi obtida por ERICKSON & STEFAN, 2000, que verificaram a existência de não-linearidade entre os dois parâmetros, em linhas de água do estado do Oklahoma (E.U.A.), sempre que a temperatura da água ultrapassava os 25°C. De acordo com MOHSENI *et al.*, 1998 e ERICKSON & STEFAN, 2000, este facto resulta da perda de energia na interface ar-água, em função da energia gasta durante o processo de evaporação (arrefecimento evaporativo). Esta situação poderá ocorrer quando a perda de calor da água determinada pela evaporação e pela radiação de ondas longas é substancial (PEDERSEN & SAND-JENSEN, 2007).

MOHESIN *et al.*, 1998, desenvolveram um modelo baseado na função da curva em forma de S, o **modelo de regressão logística**, para descrever o desvio relativamente à linearidade entre a T_{ag} e a T_{ar} (equação 2.97).

$$T_{ag} = \mu + \frac{\alpha - \mu}{1 + e^{\gamma(\beta - T_{ar})}} \quad (2.97)$$

em que:

T_{ag} - temperatura da água, (°C);

T_{ar} - temperatura do ar (valores observados), (°C);

α - valor máximo de temperatura, (°C);

μ - valor mínimo de temperatura, (°C).

β - representa o ponto de inflexão da curva;

γ - representa o maior declive da curva, e pode ser representado da seguinte forma:

$$\gamma = 4 \tan \theta (\alpha - \mu)^{-1} \quad (2.98)$$

em que:

$\tan \theta$ - declive.

O ajustamento desta função pode também ser realizado através do método dos mínimos quadrados.

De acordo com RATHOWSKY, 1990, também podem utilizar-se os modelos descritos pelas equações 2.99 e 2.100.

$$T_{ag} = \frac{\alpha}{1 + e^{(\beta - T_{ar})\gamma}} \quad (2.99)$$

$$T_{ag} = e^{(\alpha - \gamma \beta T_{ar})} \quad (2.100)$$

em que:

T_{ag} - temperatura da água, (°C);

T_{ar} - temperatura do ar (valores observados), (°C);

α - valor máximo de temperatura, (°C);

γ - representa o maior declive da curva;

β - representa o ponto de inflexão da curva.

A estimativa do valor de α considerado no ajustamento da função logística pode ser obtida através de uma adaptação da análise estatística realizada por MOHSENI, 2002. A aplicação do método descrito pelo autor consiste em estimar o valor médio ($T_{ag_{med}}$) e o desvio padrão (s) de uma série de valores máximos de temperatura da água, retirada da série de valores de temperatura observados na linha de água. Quando se calculam os valores de $T_{ag_{med}}$ e de s , o valor mais elevado da série $T_{ag_{max}}$ é excluído. O valor de $T_{ag_{max}}$ é então utilizado para determinar um desvio padrão, K , através da equação 2.101.

$$T_{ag_{max}} = T_{ag_{med}} + K \quad (2.101)$$

Na Figura 2.10 pode observar-se a interpolação dos valores máximos de temperatura da água observados em todas as estações de qualidade da água do SNIRH, não automáticas (esquerda) e automáticas (direita). Os valores mais elevados surgem, como seria expectável, na região centro e sul de Portugal continental. A análise da referida figura permite também observar as diferenças que surgem em função da discretização dos dados recolhidos pelos dois tipos de estação de monitorização.

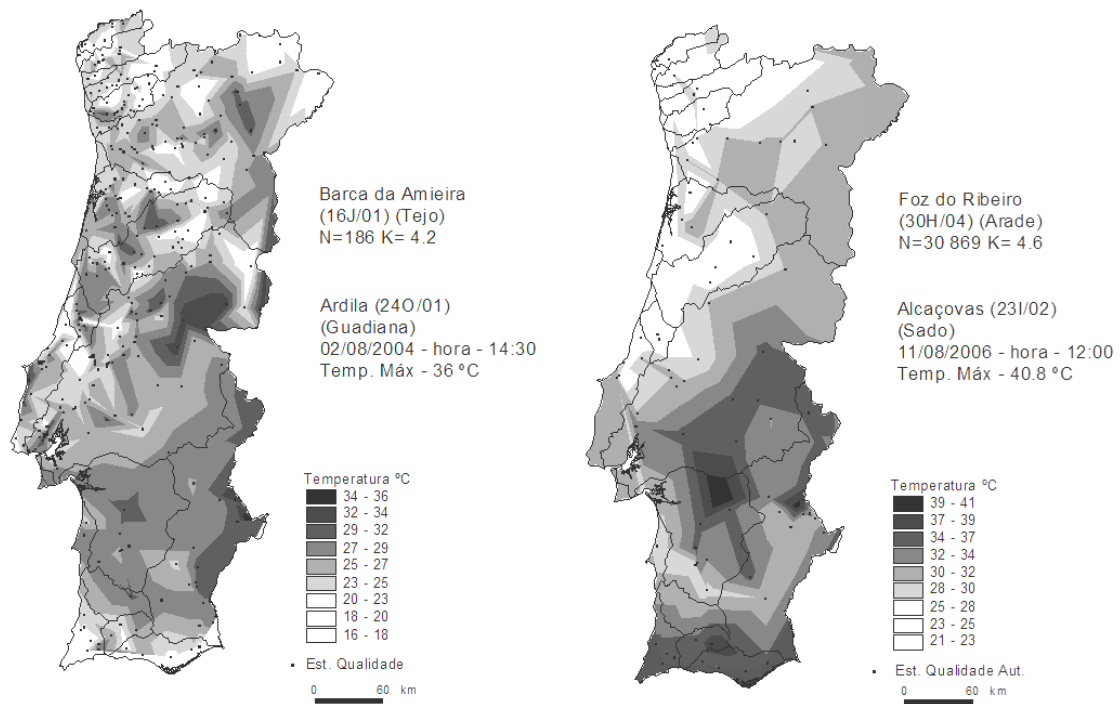


Figura 2.10 - Valores máximos de temperatura da água registados em Portugal continental

O valor mais elevado de T_{ag} , foi registado em 11/08/2006, 40.8 °C, na estação automática de qualidade da água de Alcáçovas (23I/02). Este valor de temperatura corresponde ao valor mais elevado disponível nos registos da rede de qualidade da água do SNIRH (Sistema Nacional de Informação de Recursos Hídricos).

Em Portugal continental a estimativa de K realizada considerando as séries de valores de 462 estações de qualidade da água, permitiu a obtenção de um valor máximo de 4.65, para a estação da Foz do ribeiro (30H/04), localizada na bacia hidrográfica do rio Arade, para uma série com 30 869 valores de T_{ag} . Na análise realizada, consideraram-se as séries completas de valores de T_{ag} , em oposição ao efectuado por MOHSENI, 2002, que extraiu séries de valores máximos.

O valor de K determinado por ERICKSON, 2000, tendo como base os registos obtidos em 146 linhas de água localizadas em cinco estados Norte Americanos - Maine, Minnesota, Oklahoma, Idaho e Washington, é muito próximo do valor obtido para Portugal continental, 4.88.

Na Figura 2.11 pode observar-se a aplicação do método de regressão linear e do método de regressão logística a uma série de valores diários de temperatura do ar e da água observados na estação de qualidade automática Alcáçovas (23I/02), localizada na ribeira de Alcáçovas na bacia hidrográfica do rio Sado.

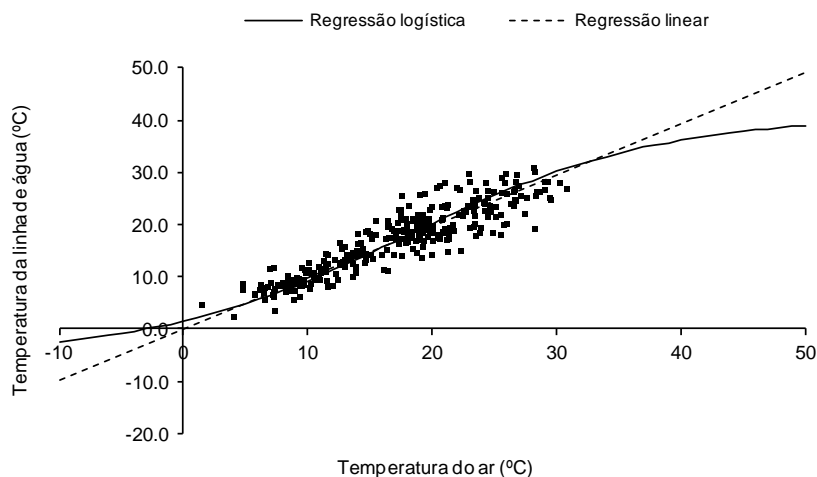


Figura 2.11 - Modelo de Regressão linear e Modelo de regressão logística - Série de valores de T_{ag} versus T_{ar} - **discretização diária**

A T_{ag} e a T_{ar} estão melhor correlacionadas em intervalos de tempo semanais ou mensais, do que em intervalos de tempo diários ou horários, de acordo com o atrás referido, devido à inércia térmica das massas de água (PILGRIM *et al.*, 1998). O procedimento mais utilizado para a simulação deste tipo de séries de valores consiste em dessazonalizar as séries antes da aplicação de um modelo estacionário, como os utilizados na abordagem estocástica (SALAS *et al.*, 1980, CHEN & RAO, 2002).

A **modelação estocástica** da temperatura de uma linha de água consiste na separação da temperatura da água em duas componentes distintas: a componente anual que descreve a sazonalidade deste parâmetro ($T_{ag.anual}$) e a série de resíduos (R_{ag}), que corresponde aos valores de temperatura da água não sazonais que se afastam da componente anual, onde se incluem os valores mais e menos elevados deste parâmetro. Esta individualização é descrita por CAISSIE *et al.*, 2001, de acordo com a equação 2.102.

$$T_{ag}(t) = T_{ag.anual}(t) + R_{ag}(t) \quad (2.102)$$

A componente anual da temperatura pode ser simulada com a função seno apresentada na equação 2.103 (CLUIS, 1972), ou através da série de Fourier descrita pela equação 2.1, apresentada no início do presente Capítulo.

$$T_{ag}(t) = a + b \sin c(t + n_0) \quad (2.103)$$

em que:

a , b e n_0 , são coeficientes da equação, que podem ser estimados através do método dos mínimos quadrados.

$$\text{com, } c = \frac{2\pi}{365} = 0.0172 \text{ (radianos.dia}^{-1}\text{)}. \quad (2.104)$$

A série de resíduos (R_{ag}), correspondente à componente não sazonal, pode ser estimada de acordo com o modelo de segunda ordem de Markov, descrito por CLUIS, 1972 (equação 2.105).

$$R_{ag}(t) = A_1 R_{ag}(t-1) + A_2 R_{ag}(t-2) + K + R_a(t) \quad (2.105)$$

em que:

$$A_1 = R_1 \frac{1 - R_2}{1 - R_1^2} \quad (2.106)$$

$$A_2 = \frac{R_2 - R_1^2}{1 - R_1^2} \quad (2.107)$$

R_1 e R_2 representam os coeficientes de autocorrelação obtidos para um desfaseamento de 1 e de 2 dias, respectivamente. CLUIS, 1972, utiliza 0.916 e 0.736 para os valores de R_1 e R_2 .

O valor de K e os novos valores de A_1 e de A_2 podem ser obtidos através da minimização da soma dos quadrados dos erros da equação 2.106. Na Figura 2.12, pode observar-se a simulação da componente anual dos valores de temperatura da água observados na ribeira de Alcáçovas e da série de resíduos, obtida com o modelo de Markov, e na Figura 2.13 a reconstrução da série de valores de T_{ag} , obtida com a adição das componentes parciais dos valores desse parâmetro.

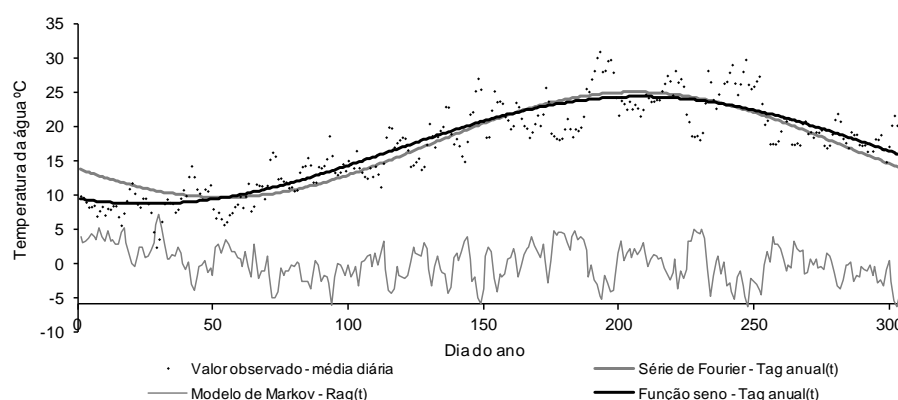


Figura 2.12 - Simulação da componente anual e da série de resíduos da T_{ag} - **discretização diária**

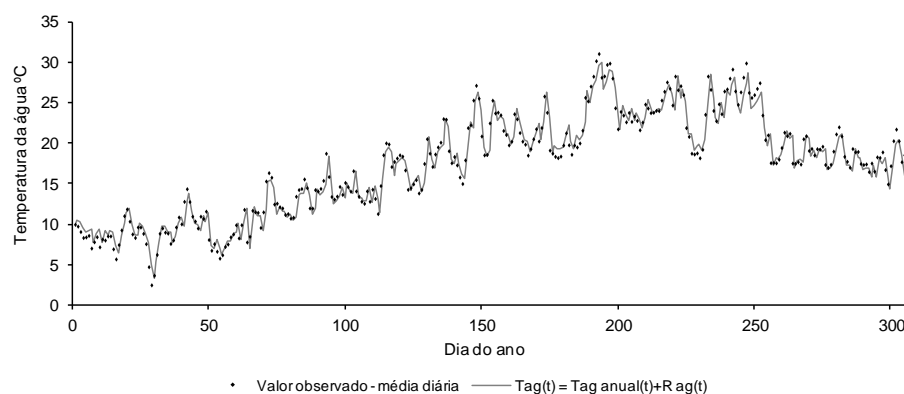


Figura 2.13 - Reconstrução da série de valores de T_{ag} através da adição dos valores obtidos para a série de resíduos - **discretização diária**

De acordo com BENYAHYA *et al.*, 2008, apesar dos bons resultados que usualmente são obtidos com os modelos estocásticos, como a sua utilização depende do ajustamento de uma função sinusoidal fixa, podem surgir resíduos não-estacionários de ano para ano. Nestes casos, podem utilizar-se **modelos periódicos auto-regressivos** (PAR), uma extensão dos modelos ARMA, em que se assume que não existe sazonalidade nas séries de dados (BOX & JENKINS, 1976 *in* BENYAHYA *et al.*, 2008).

Loubna Benyahya (BENYAHYA *et al.*, 2007a), simulou a temperatura máxima semanal diária da água do rio Deschutes, um dos maiores afluentes do rio Colombia, localizado no estado do Oregon e do rio Nivelles, um rio que nasce em França e cuja foz se encontra em Espanha, próximo do País Basco (BENYAHYA *et al.*, 2007b), com um modelo PAR, tendo concluído que o modelo simula razoavelmente bem a periodicidade das autocorrelações em sistemas de grande dimensão. Na simulação do rio Deschutes, o valor da raiz quadrada da média do quadrado dos erros (“root mean squared error” – RMS), obtido numa base anual entre, 1963 e 1980, foi de aproximadamente 0.90°C.

A segunda grande categoria de modelos estatísticos, designados por modelos não paramétricos, inclui, entre outros, os modelos que utilizam redes neuronais artificiais (RNA). As RNA são estruturas matemáticas, com uma arquitectura similar ao funcionamento do sistema nervoso central, capazes de descrever, relações não-lineares complexas, existentes entre os dados de entrada e os dados de saída (RISLEY *et al.*, 2003).

As redes neurais contêm unidades semelhantes a neurónios (nós), cujas sinapses são substituídas pelo processo de atribuição de um determinado “peso numérico” a cada uma das ligações. O valor aplicado aos dados em cada nó de entrada do modelo é transportado para todas as ligações do referido nó e multiplicado pelo “peso numérico”, associado a cada uma das ligações. Todos os nós da camada seguinte recebem um valor que corresponde à soma dos valores produzidos por todas as ligações que lhe chegam. Em cada nó, esse valor é introduzido numa função não-linear, existente nos nós intermédios, do modelo. O peso numérico obtido em cada nó é ajustado com o objectivo de se minimizar o valor de RMSE, existente entre os valores obtidos com o modelo e os valores observados no sistema que se pretende simular (RISLEY *et al.*, 2003, BENYAHYA *et al.*, 2008).

RISLEY *et al.*, 2003, estimaram a temperatura de linhas de água de reduzida dimensão localizadas no estado do Oregon (U.S.A.), utilizando uma RNA, tendo obtido valores de RMS entre os valores observados e simulados que variaram entre 0.05°C e 0.59°C. Os valores de saída de cada um dos nós foram estimados através da seguinte equação:

$$h_j = \tanh\left(\sum X_i {}^1w_{ij} + {}^1b_j\right) \quad (2.108)$$

em que:

h_j - resultado obtido em cada nó da camada intermédio;

j - índice de cada nó da camada intermédia;

i - índice da camada de entrada;

X_i - variável de entrada;

${}^1w_{ij}$ - peso numérico da camada intermédia;

1b_j - viés da camada intermédia.

Os valores de saída do modelo foram estimados através da equação 2.109:

$$Y = \sum_j h_j^2 w_j + b^2 \quad (2.109)$$

em que:

Y - variável de saída;

2w_j - peso numérico da camada de saída;

2b - viés da camada de saída.

As relações não-lineares que se pretende estimar nos nós intermédios são representadas por uma função tangente hiperbólica (RISLEY *et al.*, 2003). Na Figura 2.14 pode observar-se um exemplo de uma RNA, constituída por três nós de entrada, cinco nós intermédios e uma única saída.

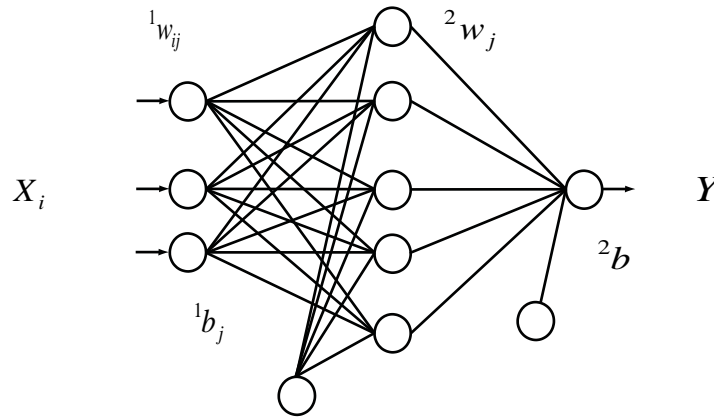


Figura 2.14 - Representação conceptual de uma RNA (figura adaptada de RISLEY *et al.*, 2003)

As especificidades climáticas, o intervalo temporal da simulação, a dimensão das séries temporais e as suas características, como a sazonalidade e o tipo de resíduos, são alguns dos factores que podem condicionar a utilização de qualquer um dos modelos descritos nesta secção.

Apesar das diferenças existentes entre os modelos paramétricos e não-paramétricos, ambos os modelos produzem bons resultados quando a sua aplicação é adequada ao tipo de sistema que se pretende simular. BELANGER *et al.*, 2005, simulou a temperatura diária de uma linha de água localizada em New Brunswick, no Canada, considerando um período temporal de nove anos, 1991 a 2000. As simulações da T_{ag} foram realizadas com uma RNA e através de um modelo de regressão múltipla, tendo a T_{ar} e o caudal efluente sido utilizados como variáveis independentes. Os resultados obtidos com os dois modelos foram igualmente satisfatórios, na previsão dos valores diários da temperatura da água. Obtiveram-se valores de RMS de 1.06°C e 1.15°C, para a RNA e para o modelo de regressão múltipla, respectivamente.

CAPÍTULO 3 – REVISÃO BIBLIOGRÁFICA

3.1 – INTRODUÇÃO

A estrutura e conteúdo deste Capítulo foram definidos com o objectivo de enquadrar a evolução e o estado actual dos conhecimentos e das aplicações relativas a três áreas distintas: os potenciais efeitos que as alterações climáticas podem determinar nos recursos hídricos; a modelação do clima; e a modelação da qualidade da água, onde se inclui uma descrição de alguns dos trabalhos mais relevantes, desenvolvidos com o modelo CE-QUAL-W2.

Desde a publicação do trabalho realizado por Svante Arrhenius, em 1896, onde se pode observar a primeira quantificação da contribuição global em dióxido de carbono (CO_2), para o efeito de estufa, (ARRHENIUS, 1896), até à publicação do terceiro relatório do Painel Internacional para as Alterações Climáticas (IPCC, 2001) e do gráfico produzido por MANN *et al.*, 1999, onde se pode observar a reconstrução da anomalia da temperatura nos últimos 1000 anos, decorreram 105 anos. A temática relativa às alterações climáticas tem, actualmente, uma dimensão global que reflecte o aumento da consciencialização social que surgiu na última década e a incerteza que ainda persiste sobre a forma como o clima é previsto. Uma consequência deste facto traduz-se pelo elevado número de estudos relativos a todas as áreas de investigação que, directa ou indirectamente, são afectadas pela evolução do clima.

3.2 – ALTERAÇÕES CLIMÁTICAS

O período de desenvolvimento socioeconómico, que actualmente ainda persiste, teve início no século XVIII, com a revolução industrial, e é a causa inequívoca do aumento da concentração de gases na atmosfera, que possuem a capacidade de absorver radiação infravermelha, especialmente o CO_2 . Em 1827, Fourier, utilizou a analogia do efeito de estufa para definir o mecanismo que caracteriza a retenção de radiação na atmosfera: “Fourier maintained that the atmosphere acts like the glass of a hot-house, because it lets through the light rays of the sun and retains the dark rays from the ground” (ARRHENIUS, 1896).

Apesar dos indícios de que a concentração de dióxido de carbono (CO_2) poderia estar a aumentar na atmosfera devido à combustão de combustíveis fósseis, as medições realizadas no início do século XX, não eram em número suficiente para sustentar este facto. Em Março de 1958, Charles David Keeling, instalou quatro detectores infravermelhos de gases, na Antárctica, Califórnia, em Mauna Loa no Hawaii, e um quarto no seu laboratório, para analisar amostras recolhidas noutros locais, tendo realizado uma medição contínua entre 1958 e 1960. Os resultados indicaram duas descobertas surpreendentes: a sazonalidade da concentração de CO_2 no planeta, mais evidente no hemisfério

Norte; e o aumento da concentração de CO₂, devido à combustão de combustíveis fósseis e a alterações do uso do solo (KEELING, 1960). Estas descobertas marcaram o início de um dos registos geofísicos mais importantes, a concentração de CO₂ na atmosfera, designado por “Curva de Keeling” (Figura 3.1). Nesta figura pode observar-se a concentração média mensal de CO₂, obtida em função dos valores médios diários.

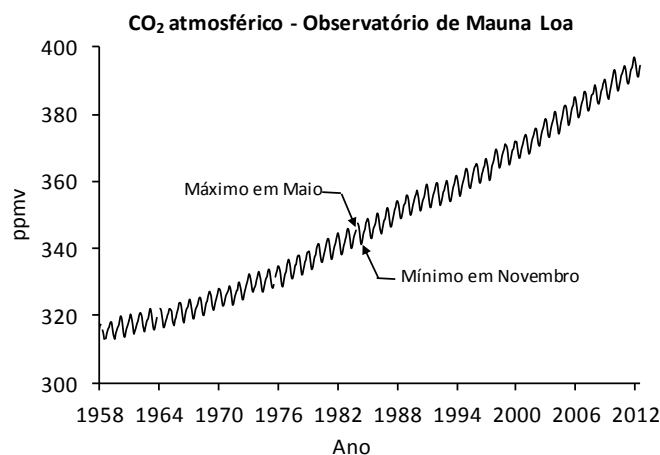


Figura 3.1 - Fração molar de CO₂ na atmosfera – média mensal (medição contínua). Observatório de Mauna Loa, Hawaii, (1958-2013) (NOAA, 2013).

A concentração deste gás na atmosfera aumentou em cerca de 100 ppm (36%), nos últimos 250 anos, desde o valor pré-industrial de 280.00 ppm (partes por milhão), até ao valor de 393.84 ppm em 2012. O incremento inicial de 50 ppm foi atingido no final dos anos 70, tendo os restantes 50 ppm, resultado dos últimos 30 anos. Entre 1959 e 2012, o incremento médio da concentração de CO₂ foi de 1.47 ppm.ano⁻¹, tendo o valor máximo de 2.93 ppm ano⁻¹, sido observado em 1998 (NOAA, 2013).

Uma das justificações para a natureza antropogénica das recentes alterações climáticas resulta do facto de não existir uma razão plausível, para que o referido incremento da concentração de CO₂ não determine o aumento da temperatura da atmosfera.

A correlação existente entre a concentração deste gás e a temperatura média global da baixa atmosfera resulta provavelmente da interacção existente entre a atmosfera e o principal sumidouro de CO₂, os oceanos. Este gás é menos solúvel quando a temperatura superficial dos oceanos aumenta. Actualmente, no conjunto das emissões antropogénicas de gases com efeito de estufa (GEE), as emissões de CO₂ produzem um forçamento radioactivo médio de 1,5 W.m⁻², correspondente a cerca de 60% do forçamento radioactivo médio global das emissões antropogénicas de GEE.

Na Figura 3.2, pode observar-se a variação da temperatura do ar e a concentração de CO₂ na atmosfera, recuando 800 000 anos. Os valores da anomalia da temperatura do ar foram obtidos por JOUZEL *et al.*, 2007, através da análise de um perfil de deutério (D), observado numa amostra de gelo obtida em profundidade, num local designado por Domo C, através do Projecto Europeu de

Prospecção de Gelo na Antártica (EPICA). O período de referência para o cálculo da anomalia da temperatura corresponde aos últimos 1 000 anos. Os valores da concentração de CO₂ foram obtidos no Domo C (linha azul - SIEGENTHALER, 2005, linha preta e vermelha - LÜTHI *et al.*, 2008, linha roxa - MONNIN, 2001), no Domo de Taylor (linha castanha - INDERMÜHLE, 2000) e em Vostok (linha verde – PETIT, 1999 e RAYNAUD, 2005). Como se pode observar existe uma boa correlação entre os dois conjuntos de valores, evidenciando assim o forçamento radioactivo exercido pelo CO₂. Nesta figura pode também observar-se o valor médio mensal da concentração deste gás, observado em Mauna Loa, correspondente ao mês de Agosto de 2013.

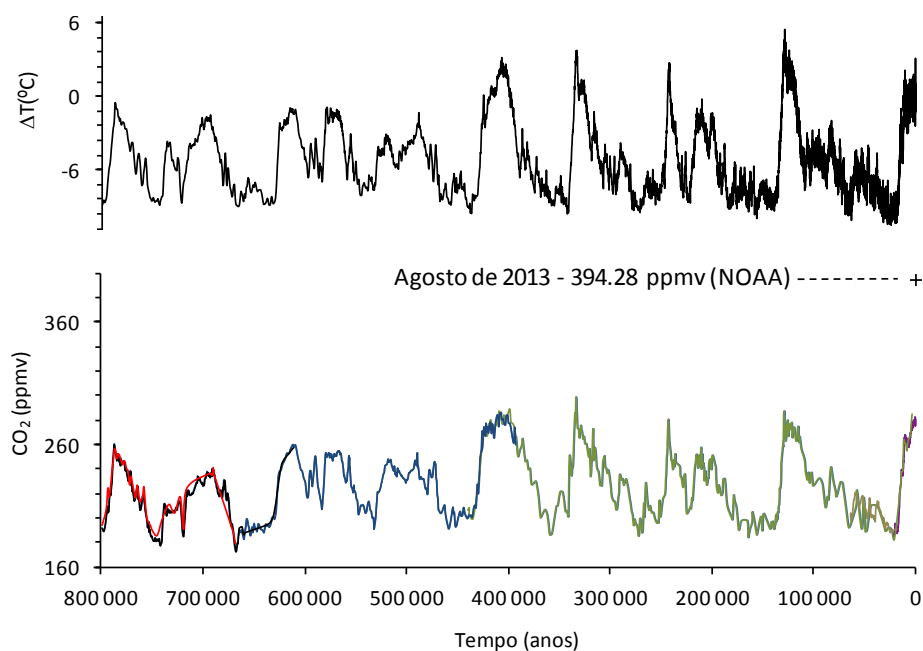


Figura 3.2 - Reconstrução dos valores da anomalia da temperatura do ar e da concentração de CO₂, na Antártica (figura adaptada de LÜTHI *et al.*, 2008)

O intervalo de tempo em que as alterações climáticas surgiram, durante o século XX, é outra das justificações referidas. A reconstrução de dados paleoclimáticos, conjugada com a simulação numérica, permitiu concluir que após o término de cada idade do gelo a temperatura do planeta subiu, 4°C a 7°C, em 5 000 anos (LINDSEY, 2010). A variação da temperatura média superficial do planeta, entre 1906 e 2005, foi oito vezes mais rápida, $0.74^{\circ}\text{C} \pm 0.18^{\circ}\text{C}$ (IPCC, 2007). A variação ocorrida quando se comparam os períodos compreendidos entre 1850-1899 a 2001-2005 é de $0.76^{\circ}\text{C} \pm 0.19^{\circ}\text{C}$. A variação nos últimos 50 anos é de, $0.13^{\circ}\text{C} \pm 0.03^{\circ}\text{C}$, em cada década.

Na Figura 3.3 pode observar-se a anomalia global da temperatura do ar à superfície, considerando os dados de quatro fontes distintas. Os valores correspondentes à série designada por CRUTEM4 (Climatic Research Unit (CRU)/Hadley Centre) (JONES *et al.*, 2012), representam a componente terrestre do registo global, HadCRUT4 (CRU/Hadley Centre), e os valores da série HadSST3, a componente oceânica (CRU/Hadley Centre), considerando o período de referência, compreendido entre 1961 e 1990. Adicionalmente, incluíram-se também as séries de valores da anomalia global da

temperatura do ar disponibilizadas pela Global Historical Climatology Network (GHCN) data set (National Climatic Data Center (NCDC); SMITH *et al.*, 2008), considerando o período de referência, 1901 a 2000, e pela, National Aeronautics and Space Administration's (NASA), Goddard Institute for Space Studies (GISS; HANSEN *et al.*, 2006), considerando o período de referência, compreendido entre 1951 e 1980.

Como se pode observar pela análise da Figura 3.3, a tendência evolutiva é semelhante, entre as cinco séries de valores, revelando a existência de dois períodos em que ocorre um incremento da anomalia da temperatura, 1910-1940, (IAT1910), e um segundo período entre 1970-2012, (IAT1970), com um aquecimento mais generalizado, atribuído ao forçamento antropogénico (KELLY *et al.*, 1982; JOHANNESSEN *et al.*, 2004; WOOD *et al.*, 2010).

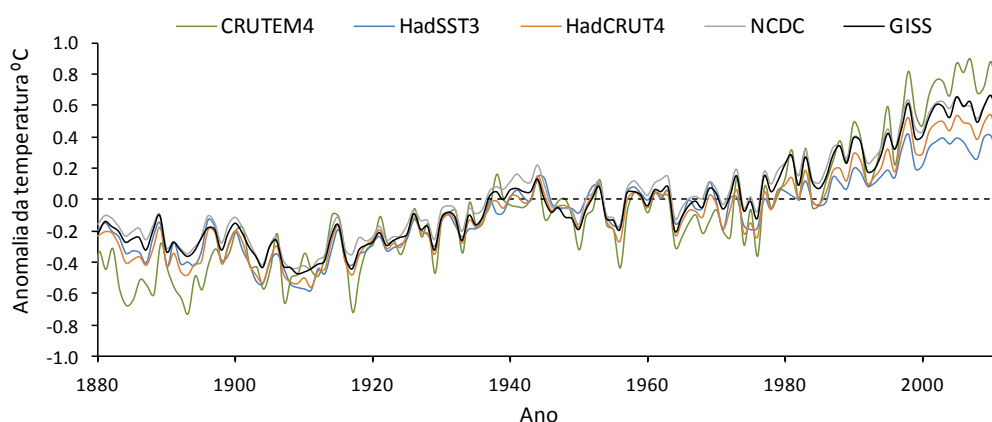


Figura 3.3 - Anomalia da temperatura (1880-2012) (CRU/Hadley Centre, NCDC, GISS)

Entre estes dois períodos de referência, surge um período de arrefecimento significativo da temperatura do ar, 1940-1970, que de acordo com SHINDELL & FALUVEGI, 2009, pode estar relacionado com o incremento de emissões de aerossóis para o Ártico. Este facto pode, de acordo com estes autores, justificar a falta de amplificação polar que surge em alguns estudos, e.g. POLYAKOV, 2002. Por outro lado, THOMPSON *et al.*, 2008, refere que a abrupta descida da temperatura, observada em 1945, 0.3 °C, resulta da não inclusão do viés associado aos registos da temperatura da superfície do mar. A interação que existe entre a atmosfera e os oceanos é outra das justificações existente (HEGERL, *et al.*, 2008; SHINDELL & FALUVEGI, 2009), que permite concluir que existe ainda um elevado grau de incerteza associado à natureza da variação da temperatura do ar observada durante este período temporal.

Existe também um elevado grau de incerteza relativamente ao IAT1910. Alguns autores propõem a existência de um padrão entre décadas, relacionado com a circulação termoalina, que estabelece uma razão variável entre a tendência evolutiva da temperatura no Ártico e a tendência evolutiva da temperatura do ar no resto do globo (CHYLEK *et al.*, 2009; POLYAKOV, 2009). Outros estudos sugerem que o IAT1910 é uma consequência da variabilidade intrínseca do sistema climático (BENGTTSSON *et al.*, 2004; WANG *et al.*, 2009).

A lacuna de conhecimentos existente sobre o aquecimento que ocorreu no Ártico entre 1910 e 1940, e o arrefecimento que se seguiu entre 1940 e 1970, são um dos factores que mantém em aberto a discussão sobre as causas das alterações climáticas que ocorreram nas últimas décadas. ZHOU & TUNG (2013), sugerem que a tendência para o aquecimento global, de origem antropogénica, derivada de dados climáticos terá que ser substancialmente revista, devido à usual não inclusão da Oscilação Multidécada do Atlântico.

SHINDELL & FALUVEGI, 2009, concluíram que os aerossóis têm um papel importante nas alterações climáticas globais e regionais. Estes resultados e a modelação climática, realizada por SHINDELL *et al.*, 2006 e QUINN *et al.*, 2008, indicam que o clima do Ártico é especialmente sensível a poluentes com um tempo de vida reduzido, emitidos no hemisfério norte. Os mesmos autores referem também que as alterações climáticas que surgem no Ártico podem também estar relacionadas com a dinâmica interna existente entre a atmosfera e o oceano. A análise realizada por SHINDELL & FALUVEGI, 2009, indica que a variabilidade interna do sistema climático é muito relevante, mas sugere a existência de um impacto ainda maior gerado pelas emissões de aerossóis, na tendência que se tem verificado desde 1910.

Independentemente da natureza das recentes alterações climáticas, pode concluir-se que actualmente a temperatura da baixa atmosfera está a aumentar (Figura 3.3). De acordo com o registo global HADCRUT4, o período 2001-2012 (superior em 0.47°C à média obtida para o período 1961-1990), foi 0.20°C mais quente do que a década, 1991-2000 (superior em 0.27°C à média obtida para o período 1961-1990). O ano mais quente de toda a série de dados é o ano de 2010, com mais 0.54°C do que a média obtida para o período 1961-1990.

Na Figura 3.4a), pode observar-se as séries de valores relativas à reconstrução da anomalia da temperatura no hemisfério Norte, nos últimos 1 700 anos, incluídos no Quarto Relatório de Avaliação do IPCC (IPCC, 2007), cujos autores são descritos no Quadro 3.1. Com a excepção das séries obtidas por OERLEMANS, 2005, através da interpretação da dimensão de glaciares, e por POLLACK & SMERDON, 2004, através da análise de furos terrestres (“borhole”), todas as reconstruções incluem a análise de anéis de árvores.

Adicionalmente, incluiu-se na Figura 3.4b) três reconstruções recentes, igualmente para o hemisfério Norte. A reconstrução realizada por MANN *et al.*, 2008 (Figura 3.4b), foi realizada com um maior número de dados indirectos, (“proxy data”), com uma recente actualização dos dados observados (registos com termómetros), e com métodos de análise complementares, como o “erro-nas-variáveis” (“error-in-variables” - EIV, HEGERL *et al.*, 2006) e o método CPS (“composite plus scale”). Como se pode observar o aquecimento recente parece anómalo quando comparado com os últimos 1 300 anos, reforçando assim as conclusões obtidas em trabalhos anteriores, e.g. MANN *et al.*, 1999. De acordo com MANN *et al.*, 2008, a amplitude das variações climáticas que ocorreram ao longo dos séculos, obtidas com esta reconstrução, são maiores do que a observada em trabalhos anteriores

(Figura 3.4a)). De facto, apenas a reconstrução obtida posteriormente por LECLERCQ e OERLEMANS, 2012, revela uma variação com uma amplitude notoriamente superior, evidenciando um maior aquecimento medieval no hemisfério Norte, mas que não chega a atingir os níveis observados nos últimos 150 anos.

A análise da Figura 3.4a) permite concluir que existe uma grande variabilidade associada à conjugação das reconstruções da anomalia da temperatura (variação de $\pm 0.5^{\circ}\text{C}$, IPCC, 2007). De acordo com o referido no Quarto Relatório de Avaliação do IPCC (IPCC, 2007), alguma desta variação resulta de dois factores distintos. A escala das reconstruções é a que originalmente foi publicada, apesar de algumas representarem valores médios de temperatura anual, outras representam valores sazonais e o facto de que, exceptuando a curva obtida por POLLACK & SMERDON, 2004 e os resultados obtidos por OERLEMANS, 2005, todas as reconstruções terem sido calibradas com diferentes séries de valores observados (registos de termómetros), através de diferentes aproximações estatísticas, utilizadas na conjugação temporal.

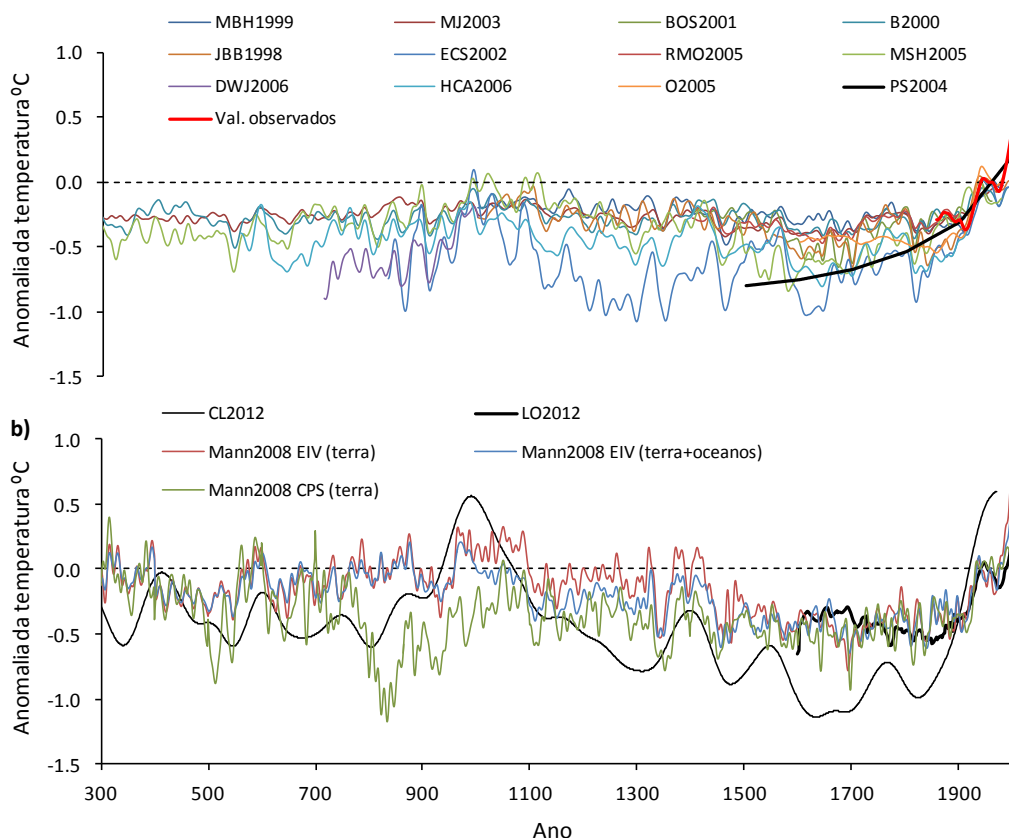


Figura 3.4 - Reconstrução da anomalia da temperatura do ar no Hemisfério Norte, nos últimos 1700 anos de acordo com diferentes fontes (figura adaptada de IPCC, 2007)

A análise da Figura 3.4 permite concluir que os períodos mais frios surgiram no século XVII e no início do século IX, e os mais quentes nos séculos XI e XV. Aparentemente o período mais quente surge no século XX. As maiores diferenças entre as séries de valores de anomalia da temperatura,

surgem nos séculos XII, XIV, XVII e XIX. Quase todas as reconstruções apresentam um valor elevado da anomalia da temperatura no período que antecede o ano 1000 (Período Medieval Quente), sendo que apenas os resultados obtidos por MOBERG *et al.*, 2005, indicam que a anomalia deste período foi tão quente como a que ocorreu entre 1940 e 1950. Considerando em conjunto os mais recentes registos de valores de temperatura do ar, e as reconstruções da anomalia da temperatura, é muito provável que a média das temperaturas observadas no hemisfério Norte, durante a segunda metade do século XX, sejam superiores às que ocorreram em qualquer período com uma dimensão de 50 anos, nos últimos 500 anos (IPCC, 2007).

No Quadro 3.1 encontram-se as referências bibliográficas de cada uma das reconstruções da anomalia da temperatura do ar que serviram de base à construção da Figura 3.4.

Quadro 3.1 – Referências bibliográficas das séries de anomalia da temperatura

Designação	Período reconstruído	Período de referência	Referência
MBH1999	1000–1980	1961–1990	MANN <i>et al.</i> , 1999
MJ2003	200–1980	1961–1990	MANN & JONES, 2003
BOS2001	1402–1960	1961–1990	BRIFFA <i>et al.</i> , 2001
B2000	1–1993	1961–1990	BRIFFA, 2000; calibrado por BRIFFA <i>et al.</i> , 2004
JBB1998	1000–1991	1961–1990	JONES <i>et al.</i> , 1998; calibrado por JONES <i>et al.</i> , 2001
ECS2002	831–1992	1961–1990	ESPER <i>et al.</i> , 2002; recalibrado por COOK <i>et al.</i> , 2004
RMO2005	1400–1960	1961–1990	RUTHERFORD <i>et al.</i> , 2005
MSH2005	1–1979	1961–1990	MOBERG <i>et al.</i> , 2005
DWJ2006	713–1995	1961–1990	D'ARRIGO <i>et al.</i> , 2006
HCA2006	558–1960	1961–1990	HEGERL <i>et al.</i> , 2006
O2005	1600–1990	1961–1990	OERLEMANS, 2005
PS2004	1500–2000	1961–1990	POLLACK & SMERDON, 2004; nível de referência ajustado como MOBERG <i>et al.</i> , 2005
AW2007	1000–1980	1902–1980	AMMANN & WAHL, 2007
CL2012	0–1973	1880–1960	CHRISTIANSEN & LJUNGQVIST, 2012
LO2012	1601–2000	1961–1990	LECLERCQ & OERLEMANS, 2012
Mann2008	200–1995	1961–1990	MANN <i>et al.</i> , 2008

Tendo como objectivo a obtenção de uma imagem mais clara da variabilidade associada à reconstrução da temperatura do ar no hemisfério Norte, estimou-se a variação máxima, média e mínima, em função da reconstrução realizada por FRANK *et al.*, 2010, das séries iniciais da anomalia da temperatura, obtidas por: JONES *et al.*, 1998; BRIFFA, 2000; MANN & JONES, 2003; MOBERG *et al.*, 2005; D'ARRIGO *et al.*, 2006; HEGERL *et al.*, 2006; FRANK *et al.*, 2007; JUCKES, 2007 e MANN *et al.*, 2008. Cada série inicial foi reconstruída, considerando o valor médio da temperatura do ar, obtido para cada uma das décadas existentes entre, 1850 e 1990, o que perfaz um total de 66 séries de valores por cada série inicial.

Na Figura 3.5, pode observar-se a área definida pelas séries de valores máximos e mínimos da anomalia da temperatura do ar no hemisfério Norte. A variação máxima encontrada foi de 1.74°C. A análise desta figura permite também concluir que é provável que o século XX tenha sido o mais quente dos últimos 1300 anos.

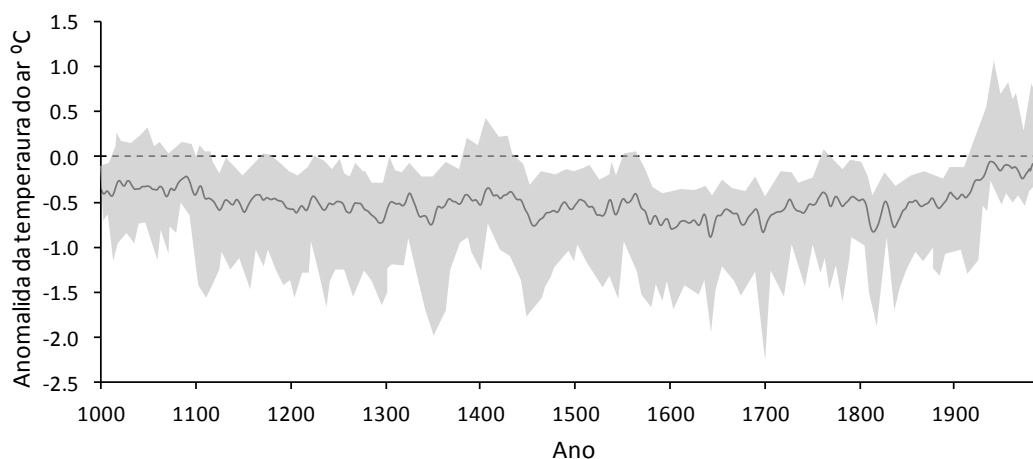


Figura 3.5 - Reconstrução da anomalia da temperatura do ar no Hemisfério Norte, nos últimos 1200 anos

Na Figura 3.6, pode observar-se a reconstrução da temperatura do ar no Antártico, realizada por GOSSE *et al.*, 2012 e a reconstrução realizada por MANN *et al.*, 2008 no hemisfério sul (período de referência, 1961-1990). A reconstrução da temperatura no Ártico apresenta uma maior amplitude da variação ao longo do tempo, não sendo possível identificar a transição entre o período Medieval quente, e a pequena idade do Gelo que se pode identificar no hemisfério norte. Nesta série de valores pode também observar-se um período localizado entre os anos 1300 e 1400, em que a anomalia da temperatura é semelhante à que surge nos últimos 150 anos. De acordo com GOSSE *et al.*, 2012, em função da maior heterogeneidade da distribuição das variações da temperatura do ar no Ártico (STEIG *et al.*, 2009; O'DONNELL *et al.*, 2011), são necessários mais registos para resolver a complexa distribuição da variação deste parâmetro nesta parte do globo.

A reconstrução realizada por MANN *et al.*, 2008, para o hemisfério sul sugere a existência de um arrefecimento no início do anterior milénio e durante o período 1500-1800, e um aquecimento no século XX, que pode ser interpretado com o equivalente no sul à transição entre o período medieval quente e a pequena idade do gelo (MANN *et al.*, 2008; KAUFMAN *et al.*, 2009). Para além da menor amplitude da variação da anomalia da temperatura que se pode observar na reconstrução obtida para o hemisfério sul, pode também concluir-se que antes do século XX o último período de aquecimento ocorre com um intervalo de tempo considerável, entre os dois hemisférios. No hemisfério norte, este período surge aproximadamente no ano 950 e no hemisfério sul, no ano 1300.

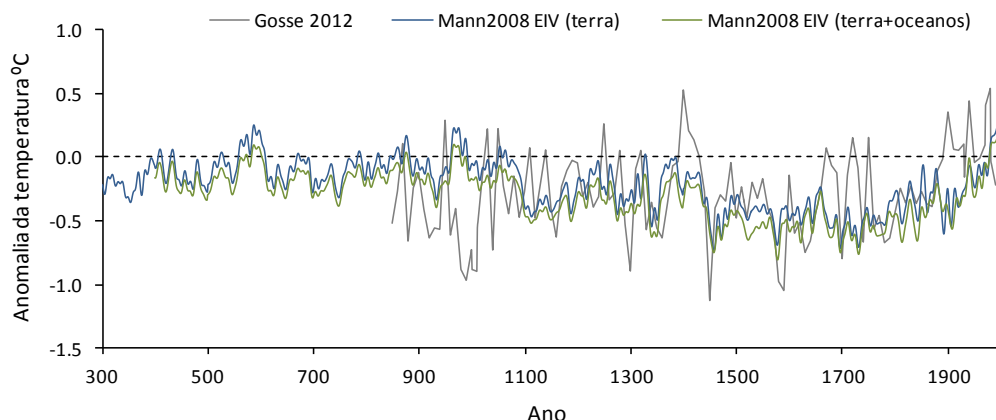


Figura 3.6 - Reconstrução da anomalia da temperatura do ar no Antártico (850-1990) e no hemisfério sul (300-2006) (período de referência, 1961-1990)

Na Figura 3.7 pode observar-se a variação da temperatura do solo nos últimos 4 000 anos, através da análise de alta definição de um isótopo estável de carbono δ^{13} , sensível a variações de temperatura, obtido em estalagmites de três grutas localizadas, no Norte da península Ibérica, na comunidade autónoma de Castilla-León (MARTÍN-CHIVELET, *et al.*, 2011). Apesar da variabilidade da temperatura do solo nos últimos 4 000 anos, o aquecimento que ocorreu no último século parece ter sido mais rápido e mais intenso do que qualquer outro identificado nos espeleotemas estudados (MARTÍN-CHIVELET, *et al.*, 2011).

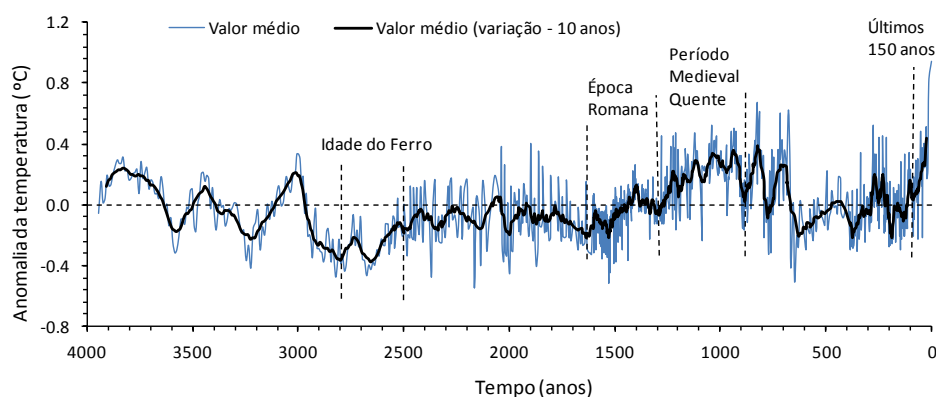


Figura 3.7 - Reconstrução da anomalia da temperatura da terra na península Ibérica (período de referência correspondente aos últimos 4 000 anos) (MARTÍN-CHIVELET, *et al.*, 2011)

As variações do sistema climático podem resultar de instabilidades internas, função de mecanismos não-lineares de realimentação interna, positivos ou negativos, envolvendo a interacção dos seus principais subsistemas – a atmosfera e a hidrosfera, ou de acções forçadoras externas de natureza astronómica, ou terrestre (PEIXOTO, 1987).

Os factores astronómicos incluem variações na intensidade da radiação solar, nos parâmetros orbitais da Terra, designadamente, na excentricidade da órbita, na precessão axial e na obliquidade

da elíptica (parâmetros de Milankovitch) e da velocidade de rotação da Terra, provocadas pela interacção de forças gravitacionais no sistema Sol-Terra-Lua, e pela influência de outros planetas no nosso sistema solar (PEIXOTO, 1987; BOER & SMITH, 1994). Os ciclos climáticos (onde se incluem as épocas glaciares), que se podem observar na Figura 3.7, resultam de variações periódicas nos parâmetros orbitais da Terra. No entanto, os parâmetros de Milankovitch não explicam totalmente a grande variação da temperatura global que surge durante estes períodos temporais. A amplificação destas variações, através de processos não-lineares de realimentação interna no sistema climático, é uma das justificações propostas para a ocorrência destes ciclos climáticos, *e.g.* RUTHERFORD & D'HONDT, 2000; LISIECKI, 2010.

As acções forçadoras de natureza terrestre incluem a modificação da composição da atmosfera (CO_2), metano (CH_4), óxido nitroso (N_2O), halocarbonos (*e.g.* CFC-11 e CFC-12), ozono (O_3), vapor de água e aerossóis), resultantes da actividade humana ou de erupções vulcânicas, variações da superfície do planeta e do uso do solo (práticas agrícolas e desflorestações) e variação associadas à deriva dos continentes, e a variações da posição do pólo. As acções forçadoras que modificam a composição da atmosfera afectam o sistema climático, no essencial, através da alteração da quantidade de radiação solar reflectida (albedo) e irradiada (radiação de ondas longas).

Na Figura 3.8, adaptada de IPCC, 2007, pode observar-se a variação da anomalia da temperatura obtida através da simulação com modelos climáticos do forçamento radioactivo natural, gerado por vulcões e pela radiação solar, e antropogénico, onde se incluem os GEE e os aerossóis. Nesta figura, pode observar-se o incremento do forçamento radioactivo que surge no início de século VIII, que se associa à subida dos valores da temperatura do ar que ocorreu no último século.

Actualmente, as emissões de CO_2 produzem um forçamento radioactivo médio de $1,66 \text{ W.m}^{-2}$, correspondente a cerca de 60% do forçamento radioactivo médio global das emissões antropogénicas de GEE. Estas emissões perturbam o ciclo natural do carbono, no qual os principais reservatórios são os oceanos com 40 000 GtC (gigatoneladas de carbono), o reservatório terrestre, com 2 050 GtC, e a atmosfera com cerca de 775 GtC.

O limite superior estabelecido para a variação da temperatura global relativamente à temperatura pré-industrial é de 2°C . A escolha deste limite resulta da observação dos efeitos que um incremento de $0,8^\circ\text{C}$, relativamente aos valores pré-industriais, tem determinado no planeta, e da probabilidade existente deste incremento possibilitar a adaptação de muitos sistemas humanos a custos económicos, sociais e ambientais “aceitáveis”.

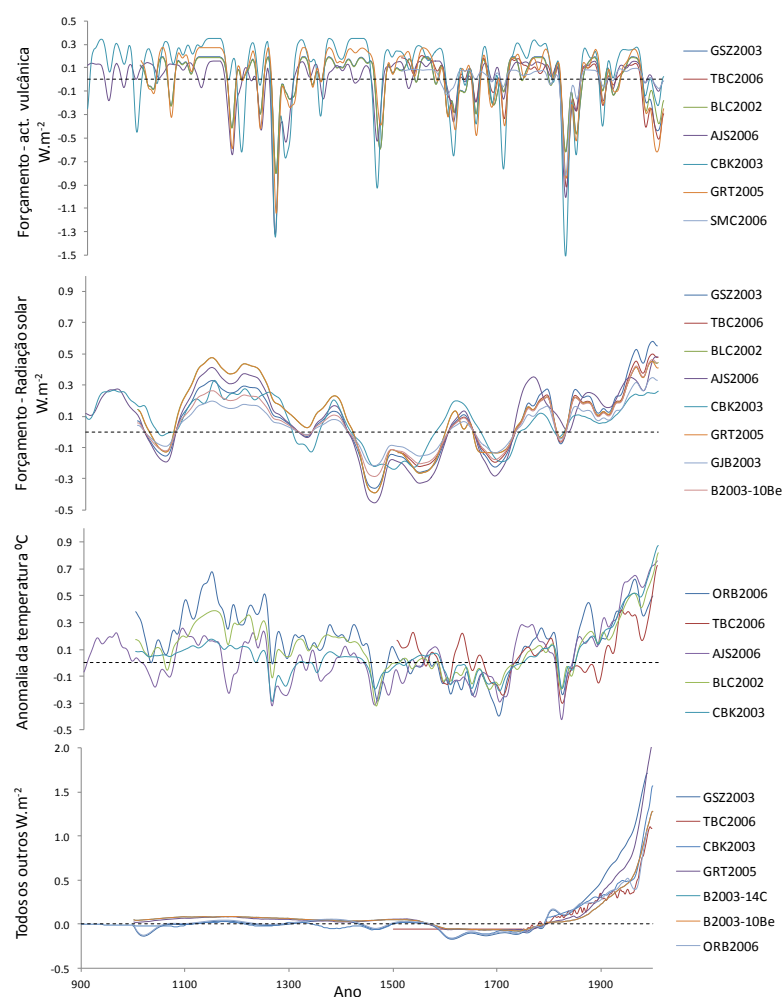


Figura 3.8 - Simulação do forçamento radioactivo e da anomalia da temperatura nos últimos 1 100 anos (figura adaptada de IPCC, 2007)

Quadro 3.2 – Referências bibliográficas apresentadas na Figura 3.8

Designação	Forçamento	Referência
BLC2002	S-V-G-A-L	BERTRAND <i>et al.</i> , 2002b
B2003-10Be	S-V-C-L	BAUER <i>et al.</i> , 2003
B2003-14C	S-V-C-L	BAUER <i>et al.</i> , 2003
CBK2003	S-V-G-A	CROWLEY <i>et al.</i> , 2003
GJB2003	S-V-G-A-Z	GERBER <i>et al.</i> , 2003
GSZ2003	S-V-G	GONZÁLEZ-ROUCO <i>et al.</i> , 2003
GRT2005	S-V-G-A	GOOSSE <i>et al.</i> , 2005b
AJS2006	S-V-G-A-Z	MANN <i>et al.</i> , 2005b
ORB2006	S-V-G-A-Z	OSBORN <i>et al.</i> , 2006
SMC2006	S-V-G-A-Z	STENDEL <i>et al.</i> , 2006
GBZ2006	S-V-G	GONZÁLEZ-ROUCO <i>et al.</i> , 2006
TBC2006	S-V-O-G-A-L-Z	TETT <i>et al.</i> , 2007

Nota: Forçamento: S - solar; V - vulcânico; O - orbital; G - GEE; C - apenas CO₂; A - aerossóis; L - alteração do uso do solo; Z – ozono e halocarbonos.

Ultrapassando-se este valor, exceder-se-á a capacidade adaptativa de muitos ecossistemas, e aumentar-se-á a probabilidade de ocorrerem efeitos irreversíveis de larga escala (EU CCEG, 2008). De acordo com o Quarto Relatório de Avaliação do IPCC (IPCC, 2007), deverão surgir efeitos significativos nos ecossistemas e nos recursos hídricos se a temperatura aumentar 1°C a 2°C, sendo que o risco de surgirem modificações significativas na produção global de alimentos é associado a um incremento de 2.0°C a 2.5°C, relativamente aos valores de temperatura do ar pré-industriais.

Se os valores da concentração de GEE expressos em equivalentes de CO₂ estabilizarem abaixo dos 450 ppmv, então existe uma probabilidade de 50% de não se ultrapassar os 2°C e de 66% a 90% se os valores se mantiverem inferiores a 400 ppmv (KNUTTI *et al.*, 2005).

O equilíbrio da sensibilidade climática (S), reflecte o aquecimento médio da superfície do globo terrestre em resposta a um incremento para o dobro do valor da concentração de CO₂, quando se atinge um novo estado de repouso. Este valor é a maior fonte de incerteza associado às projecções climáticas que ultrapassem algumas décadas (BONY *et al.*, 2006; IPCC, 2007). A equação 3.1, reflecte a variação do fluxo de calor no sistema climático, ΔQ , em função da diferença entre o forçamento positivo, ΔF , e o aumento da emissão da radiação de ondas longas, que se considera equivalente à variação da temperatura superficial, ΔT (KNUTTI & HEGERL, 2008).

$$\Delta Q = \Delta F - \lambda \Delta T \quad (3.1)$$

em que:

λ - parâmetro de realimentação, W m⁻² °C⁻¹.

O parâmetro da sensibilidade climática S' é definido como $\frac{1}{\lambda} = \frac{\Delta T}{\Delta F}$ e $S = \Delta T_{2\times CO_2}$.

A gama de variação do valor de S, nos modelos de última geração de circulação geral da atmosfera é de 3°C com uma gama de variação de 2.1°C - 4.4°C (IPCC, 2007), muito semelhante à gama utilizada em vários relatórios anteriores do IPCC, 1.5°C - 4.5°C (IPCC, 1995; IPCC, 2001).

Para as projecções climáticas obtidas para algumas décadas, a resposta do sistema climático é mais consistente, porque a estimativa de S ainda se encontra linearmente ligada a observações. Por este facto, a incerteza associada ao valor de S não tem um efeito muito significativo na quantificação de ΔT , em função de uma estabilização dos GEE em 450 ppmv.

Para períodos temporais mais elevados, o aquecimento progressivo afasta-se do valor de S porque o fluxo de calor para os oceanos impede uma resposta linear da equação 3.1. Adicionalmente, a

incerteza associada ao forçamento determinado pelos aerossóis impede a conclusão de que ΔF é fortemente positivo. Se ΔF for muito próximo de zero, então o valor de S tem que ser muito elevado para explicar o aquecimento observado nos últimos 150 anos, este facto é ilustrado na Figura 3.9. A combinação de um valor de S reduzido com um valor elevado de ΔF , ou de um valor de S elevado com um valor de ΔF reduzido, reproduzem da mesma forma o aquecimento global observado nos séculos XX e XXI. Diferentes combinações de forçamento, sensibilidade, fluxo de calor para os oceanos e aquecimento superficial, (todos têm incerteza associada à sua estimativa), produzem resultados semelhantes (KNUTTI & HEGERL, 2008).

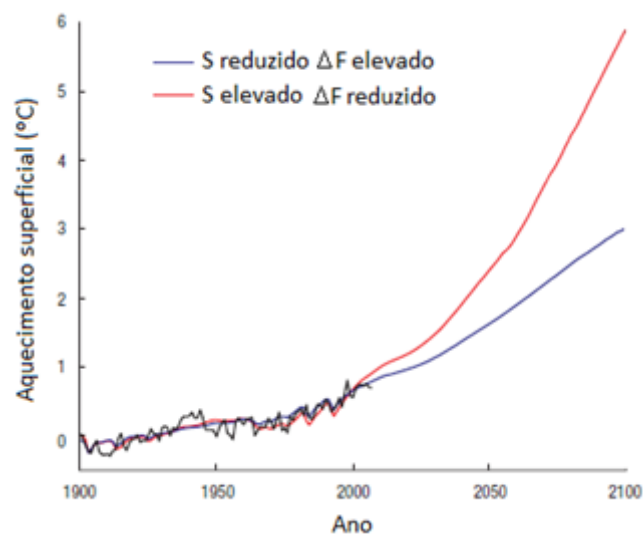


Figura 3.9 - Resultados da simulação do aquecimento superficial do globo (1900-2100) com um modelo de complexidade intermédia (figura adaptada de KNUTTI & HEGERL, 2008)

Um outro factor relevante para a elevada variabilidade de S resulta do facto deste parâmetro ser proporcional a $1/(1-f)$, em que f é o factor de amplificação da realimentação do sistema climático em função da alteração de outras variáveis (e.g. vapor de água, albedo, formação de nuvens), e cuja estimativa nos modelos de circulação geral da atmosfera está associada a um elevado grau de incerteza (KNUTTI & HEGERL, 2008).

Os processos que controlam o fluxo e armazenamento de C na atmosfera, no oceanos e na biosfera terrestre, são sensíveis a variações da temperatura, pelo que é provável que surja uma amplificação do aquecimento terrestre previsto em função da realimentação positiva associada a estes fluxos (HEIMANN & REICHSTEIN, 2008).

FRANK *et al.*, 2010, estima um valor médio de 7.7 ppmv de CO_2 por cada °C de aquecimento associado a uma gama de variação de 1.7 - 21.4 ppmv por cada °C de aquecimento.

No Quadro 3.3 pode observar-se os fluxos globais anuais de carbono sob a forma de CO₂ e os correspondentes valores da incerteza da sua estimativa, que no caso do fluxo atmosfera - terra firme, são extremamente elevados. Aproximadamente, 40% da incerteza associada às projecções de aquecimento global para o século XXI resultam do comportamento desconhecido do ciclo do carbono (HUNTINGFORD *et al.*, 2009).

Quadro 3.3– Fluxos globais anuais de CO₂ em GtC (IPCC, 2007).

	1980-1989		1990-1999		2000-2005
	IPCC, 2001	IPCC, 2001, revisto	IPCC, 2001	IPCC, 2007	IPCC, 2007
Aumento do CO ₂ atmosférico	3.3 ± 0.1	3.3 ± 0.1	3.2 ± 0.1	3.2 ± 0.1	4.1 ± 0.1
Emissões de CO ₂ para a atmosfera (fósseis+cimento)	5.4 ± 0.3	5.4 ± 0.3	6.4 ± 0.4	6.4 ± 0.4	7.2 ± 0.3
Fluxo atmosfera - oceano	-1.9 ± 0.6	-1.8 ± 0.8	-1.7 ± 0.5	-2.2 ± 0.4	-2.2 ± 0.5
Fluxo atmosfera - terra firme	-0.2 ± 0.7	-0.3 ± 0.9	-1.4 ± 0.7	-1.0 ± 0.6	-0.9 ± 0.6
Fluxo alterações do uso do solo	1.7 (0.6 a 2.5)	1.4 (0.4 a 2.3)	-	1.6 (0.5 a 2.7)	-
Sumidouro residual terrestre	-1.9 (-3.8 a -0.3)	-1.7 (-3.4 a 0.2)	-	-2.6 (-4.3 a -0.9)	-

Deve referir-se que os GCM utilizados no Quarto Relatório de Avaliação do IPCC (IPCC, 2007), não simulam o processo de realimentação entre o clima e o ciclo do carbono nem incluem todos os efeitos das mudanças no fluxo do manto de gelo, (IPCC, 2007).

LOVEJOY e SCHERTZER, 2013, consideram que a explicação para algumas das questões que actualmente persistem encontra-se na existência de um terceiro regime atmosférico, que se encontra entre os períodos temporais inferiores a dez dias e os períodos climáticos superiores a 30 anos.

3.3 – CENÁRIOS CLIMÁTICOS

Em 1967, Syukuro Manabe e Richard Wetherald (MANABE & WETHERALD, 1967), realizaram a primeira simulação global do clima, com o objectivo de estudarem o equilíbrio térmico da atmosfera. De acordo com as estimativas obtidas, os autores concluíram que o dobro da concentração de CO₂ na atmosfera, com a humidade relativa fixa, aumentava em 2°C a temperatura da atmosfera. Posteriormente, a evolução dos modelos numéricos, dos quais dependem os cenários climáticos, função de um incremento significativo da capacidade computacional, e do correspondente aumento

das velocidades de processamento, possibilitou um correspondente incremento da complexidade, na extensão temporal e na resolução espacial das simulações (IPCC, 2007).

A complexidade do sistema climático traduz-se na incerteza associada às simulações realizadas com os modelos de circulação geral da atmosfera. O grau de incerteza existente parece incontornável quando se tenta quantificar o número de variáveis envolvidas. As limitações dos modelos são significativas, a representação das nuvens, o grau de detalhe das previsões regionais, e a incerteza associada aos fluxos do ciclo do carbono. No entanto, a base física dos modelos e a sua capacidade em reproduzir o clima observado e as alterações climáticas que ocorreram no passado, reforçam o grau de confiança nas estimativas das futuras alterações climáticas.

Os 23 GCM (General Circulation Models), utilizados no Quarto Relatório de Avaliação do IPCC (IPCC, 2007), simulam os processos atmosféricos com uma resolução horizontal que varia entre 100 km e 300 km, com 20 a 60 camadas verticais. Os processos que ocorrem nos oceanos são simulados com uma resolução horizontal que varia entre 20 km e 200 km, chegando a incluir 30 camadas verticais. Em cada célula da malha os modelos resolvem um conjunto de equações que descrevem a conservação de energia, do momento linear e de massa, e assim calculam os valores das variáveis meteorológicas, tais como, temperatura, precipitação, pressão, humidade e nebulosidade.

De acordo com a gama de cenários forçadores existentes e tendo em consideração a incerteza associada às simulações climáticas realizadas, o IPCC prevê que no ano 2100 ocorra um aumento da temperatura média do ar no planeta de 1.0°C a 4.0°C, com uma gama de variação de 1.1°C a 6.4°C, em função do modelo utilizado. Para as próximas duas décadas, prevê-se um aquecimento de cerca de 0.2°C por década e de 0.1°C, se o valor de concentração dos GEE se mantiver constante, com o valor correspondente ao ano 2000 (IPCC, 2007).

Na Figura 3.10, pode observar-se o valor médio e a variação máxima e mínima do aquecimento superficial global obtido com as simulações realizadas com os GCM utilizados no Quarto Relatório de Avaliação do IPCC (IPCC, 2007), para os seis grupos de cenários seleccionados. Estes grupos de cenários baseiam-se nas quatro linhas evolutivas que genericamente podem ser descritas da seguinte forma: A1– rápido crescimento económico global; A2 – crescimento económico orientado para a região; B1 – sustentabilidade ambiental global; B2 – sustentabilidade ambiental local. Os grupos A1FI (intensiva utilização de combustíveis fósseis), A1B (utilização equilibrada de combustíveis fósseis) e A1T (utilização predominante de combustíveis não-fósseis), são utilizados para caracterizar com mais rigor o desenvolvimento alternativo de tecnologias energéticas (IPCC, 2000). Na mesma figura pode também observar-se o valor das emissões globais de GEE, gerados pelos cenários referidos, e pelo conjunto de cenários desenvolvidos após a publicação do Relatório especial dos cenários de emissões (SRES) (IPCC, 2000).

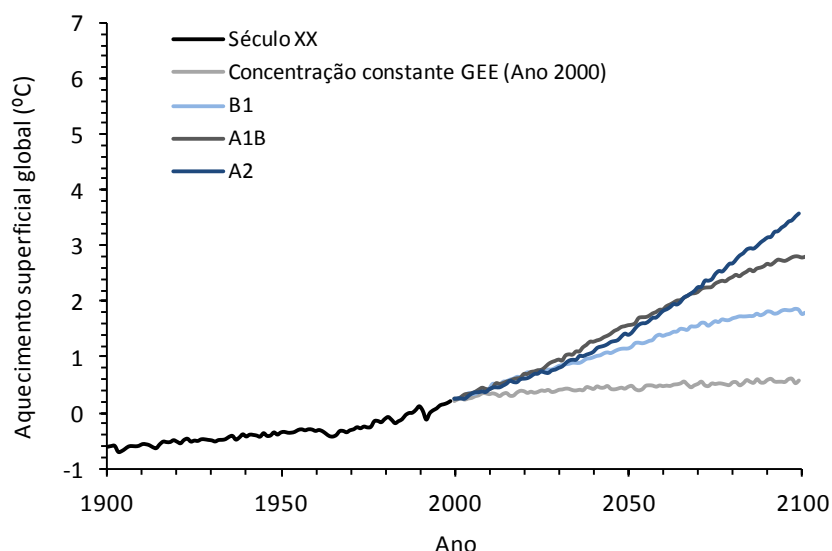


Figura 3.10 - Evolução do aquecimento médio superficial do planeta relativamente ao período 1980-1999, obtida com modelos de circulação geral da atmosfera (IPCC, 2007)

No Quadro 3.4 pode observar-se os valores correspondentes à variação da temperatura média global do ar, no ano de 2100, relativamente a cada um dos cenários de simulação.

Quadro 3.4 – Projecção do aquecimento médio global no final do século XXI (IPCC 2007)

Cenário	Variação da temperatura do ar (°C em 2090-2099 relativa a 1980-1999)	
	Melhor estimativa	Faixa provável
2000	0.6	0.3 - 0.9
B1	1.8	1.1 - 2.9
A1T	2.4	1.4 - 3.8
B2	2.4	1.4 - 3.8
A1B	2.8	1.7 - 4.4
A2	3.4	2.0 - 5.4
A1FI	4.0	2.4 - 6.4

De acordo com os resultados obtidos com os cenários de simulação incluídos no Quarto Relatório de Avaliação do IPCC (IPCC, 2007), descreve-se resumidamente a evolução prevista da temperatura do ar e da precipitação, no globo e no continente europeu:

Temperatura global

Os registos de temperatura anual global (terra + oceanos), indicam que a temperatura média entre 2002 e 2011 foi superior em 0.77°C a 0.88°C à temperatura média da época pré-industrial, tendo o Ártico aquecido mais do que todo o globo como um todo. Tendo em consideração a incerteza associada às projecções obtidas com os modelos climáticos, prevê-se que a temperatura do ar anual

global possa aumentar entre 1.1°C a 6.4°C. Para os cenários de simulação em que não estão previstas medidas de mitigação, prevê-se que em 2050 a variação deste parâmetro já ultrapasse 2°C. O aquecimento deve ser maior na terra e na maior parte das altas latitudes ao Norte e menor sobre o Oceano Meridional e partes do Oceano Atlântico Norte (IPCC, 2007; EEA, 2012).

Temperatura na Europa

A variação da temperatura anual média para o território europeu, entre 2002 e 2011, é de 1.3°C, relativamente ao período pré-industrial. Prevê-se que a temperatura do ar possa subir entre 2.5°C a 4.0°C entre 2071 e 2100. Os incrementos mais significativos para o século XXI surgem no Inverno, no Este e Nordeste europeu, e durante o Verão no sul da Europa. Projecta-se também um aumento da frequência e dimensão das ondas de calor, já observado na primeira década do século XXI. Para a região mediterrânica prevê-se um aumento superior à média europeia (IPCC, 2007; EEA, 2012).

Precipitação

Desde meados do século XX, os valores de precipitação total anual têm aumentado, especialmente no Inverno, no Norte da Europa e diminuído em algumas áreas do sul deste continente. Na Europa Ocidental, o aumento deste parâmetro deve-se ao maior número de eventos de elevada intensidade de precipitação. Não existe uma tendência para o continente europeu que indique o aumento do número de dias com ou sem precipitação. A maioria dos modelos de simulação prevê o aumento contínuo dos valores de precipitação no Norte da Europa, especialmente durante o Inverno e o seu decréscimo no Sul da Europa, especialmente durante o Verão. É muito provável que aumente a frequência dos eventos de precipitação intensa. Para a região mediterrânica prevê-se uma redução dos valores de precipitação total anual (IPCC, 2007; EEA, 2012).

Os modelos climáticos regionais, RCM (Regional Climate Models), são utilizados para melhorar a resolução espacial dos dados obtidos com os GCM. Estes modelos, usualmente, têm uma resolução espacial entre 5 km e 50 km e são forçados pelas condições de fronteira geradas por um GCM. Apesar da melhor resolução, estes modelos não permitem ainda representar explicitamente a formação de nuvens, ou de outros processos de pequena escala associados à camada atmosférica localizada junto ao solo, que continuam a ser parametrizados (SIAM II, 2006).

Os cenários climáticos em Portugal continental, apresentados no projecto SIAM II, foram obtidos com o modelo regional do Hadley Centre HadRM nas versões 2 e 3 (ambos os modelos possuem redes horizontais com um espaçamento aproximado de 50 km). Estes modelos foram forçados nas suas fronteiras pelos modelos, HadCM2 e HadAM3H, respectivamente (SIAM II, 2006). Com o modelo HadRM2 foi simulado o cenário IS92a (LEGGERT *et al.*, 1992), e com o modelo, HadRM3, os cenários A2 e B2 (IPCC, 2000). O cenário IS92, prevê a utilização equilibrada entre fontes de energia

convencionais e renováveis, associadas a um crescimento económico de 2.3% por ano entre, 1990 e 2100.

Os resultados obtidos para Portugal continental prevêem aumentos sistémicos da temperatura do ar que podem atingir 3°C a 7°C no Verão, com maior intensidade no Interior Norte e Centro, e um aumento substancial da frequência e intensidade das ondas de calor. Relativamente à precipitação, os diferentes cenários projectam uma redução anual dos valores da precipitação total anual no continente que pode atingir uma redução entre 20 % a 40% da precipitação anual, devido a uma redução da duração da estação chuvosa (SIAM II, 2006).

A análise realizada permitiu também concluir que o efeito das alterações climáticas sobre o escoamento hídrico superficial anual aumenta de Norte para Sul. Apesar de não existir uma tendência evidente para a evolução dos valores de escoamento anual, existe uma importante alteração da sua distribuição sazonal. Prevê-se também que ocorra uma redução do escoamento na Primavera, Verão e Outono. O pior cenário simulado sugere que poderá ocorrer uma redução de 10 % do escoamento médio anual até 2050, a norte do rio Douro, e de 50% na região do Algarve, sendo que este último valor atinge 80% no ano 2100. Todos os restantes cenários projectam um aumento do escoamento anual médio que pode atingir em 2100 20%, de acordo com o cenário HadCM3-B2a, ou 40%, de acordo com o cenário HadRM2 (SIAM II, 2006).

3.4 – POTENCIAIS EFEITOS DAS ALTERAÇÕES CLIMÁTICAS EM LAGOS E ALBUFEIRAS

Neste capítulo são descritos os principais efeitos que podem surgir em lagos e albufeiras, em função das alterações climáticas projectadas para o século XXI, onde se inclui o incremento da temperatura do ar e uma diminuição da sua variação diária, o aumento dos valores de escoamento no Inverno e uma redução nos meses mais quentes, associada a uma elevada variabilidade regional.

Os lagos e albufeiras são ecossistemas complexos, que apresentam uma grande variabilidade morfológica e ecológica. Incluem vários subsistemas de realimentação interna, sendo por isso difícil prever a sua evolução em função de projecções climáticas. A capacidade de previsão destes efeitos é dificultada pelo incompleto conhecimento das actuais interações entre as condições meteorológicas e muitos aspectos específicos destes ecossistemas (KELLER, 2007). PARMESAN & YOHE, 2003, referem que a correlação entre a recente tendência evolutiva dos processos biológicos e as alterações climáticas recentes é complexa, porque os factores não climáticos dominam localmente as alterações biológicas de curto-prazo. As respostas do biota a variações climáticas são muitas vezes mais evidentes e mais coerentes do que os factores climáticos que forçam estas alterações (HARE & MANTUA, 2000; MANCA & DEMOTT, 2009).

3.4.1 - Alterações físicas e geoquímicas

As condições físicas de um lago ou albufeira são determinadas fundamentalmente pela morfologia da massa de água e da correspondente bacia hidrográfica, pela transparência da água, e pelas variações de densidade e movimento da água, que condicionam a resposta de cada um destes ecossistemas ao forçamento climático.

Apesar da natureza específica de cada massa de água, a sensibilidade ambiental que lhes é reconhecida é, actualmente, associada à prevenção e ao estudo dos efeitos que as alterações nos processos atmosféricos e terrestres podem determinar, à escala global, nos ecossistemas terrestres e aquáticos (WILLIAMSON *et al.*, 2008; PHAM *et al.*, 2008).

Estrutura térmica

Nas recentes décadas, observou-se um aquecimento dos ecossistemas de água doce em função da variação da temperatura do ar. Desde o início dos anos 60 a temperatura superficial de lagos e de rios Europeus, Norte Americanos e Asiáticos, aumentou entre 0.2°C a 2°C. As águas mais profundas de lagos do Leste Africano, aqueceram 0.2°C a 0.7°C, desde o início dos anos 90 (IPCC, 2007). DOKULIL *et al.*, 2006, avaliaram a evolução da temperatura do hipolímnio de 12 lagos Europeus profundos, tendo concluído que ocorreu um incremento de 0.1°C a 0.2°C por década, no século XX. Nos últimos 100 anos, a temperatura superficial de alguns dos principais rios e lagos Europeus sofreu um incremento de 1°C a 3°C (EEA, 2010).

De acordo com as actuais previsões do incremento da temperatura do ar, a temperatura superficial da água pode aumentar aproximadamente 2°C até ao ano de 2070. (EEA, 2010).

Com o objectivo de se avaliar a existência de um potencial incremento dos valores de temperatura da água de diferentes albufeiras localizadas em Portugal continental, nas últimas décadas, analisaram-se todos os valores disponibilizados no SNIRH, observados entre 1981 e 2012, para um total de 105 albufeiras. A metodologia definida para a análise realizada baseia-se na comparação dos valores médios anuais e dos valores observados entre Junho, Julho e Agosto, em dois períodos distintos, 1981-1999 e 2000-2012. As lacunas de dados existentes, conduziram à exclusão de 76 albufeiras, de acordo com o seguinte critério: cada um dos dois períodos temporais considerados (1981-1999 e 2000-2012) deve ser descrito, no mínimo, em 40% do número total de anos (mínimo de 15 anos).

A análise realizada em 29 albufeiras permitiu concluir que em 23 destas massas de água ocorreu um incremento médio anual de 1.0°C, no período compreendido entre 1981-1999 e 2000-2012, verificando-se uma diminuição média anual de 0.47°C, em seis albufeiras (Quadro 3.5). Quando se consideram apenas os meses de Junho, Julho e Agosto, o número total de albufeiras é reduzido para 26, tendo-se observado um incremento de 1.2°C em 20 albufeiras e uma diminuição média de 0.89°C

nas restantes seis. Deve também referir-se que 53% dos valores máximos anuais ocorreram entre 2000 e 2012.

A análise realizada permitiu concluir que nos últimos 12 anos ocorreu um incremento significativo da temperatura superficial da água das albufeiras avaliadas em Portugal continental, relativamente às últimas duas décadas do século XX. Este incremento nos valores da temperatura superficial da água pode ser uma consequência do aumento da temperatura do ar que ocorreu na última década, conjugado com condições meteorológicas distintas, como a quantidade total de radiação incidente na superfície das massas de água.

A revisão bibliográfica realizada não permitiu encontrar referências a estudos realizados na região mediterrânica, que permitam balizar os resultados obtidos com esta análise, pelo que se considera que a mesma deve ser futuramente complementada, com resultados obtidos em Portugal e, se possível, nos restantes países da região mediterrânica.

No Quadro 3.6, pode observar-se a variação da temperatura da água em rios e lagos localizados em vários pontos do globo. A tendência das últimas décadas reflecte também um aquecimento não só das águas superficiais de rios e de lagos, mas também das águas mais profundas.

As características térmicas de cada lago ou albufeira, em resposta a variações climáticas, dependem das características morfológicas (GORHAM, 1964), do tempo de residência hidráulico, das propriedades físicas da água e do uso do solo da área limítrofe (e.g. BLENCKNER, 2005).

O aumento da temperatura da água em lagos e albufeiras profundas tem um efeito directo na estabilidade térmica e na profundidade da termoclina (DE STASIO *et al.*, 1996; EEA, 2010; IPCC, 2007; ARVOLA *et al.*, 2010; SHIMODA *et al.*, 2011; STAINSBY *et al.*, 2011). O aumento da temperatura da água aumenta a estabilidade térmica e diminui o grau de homogeneização das massas de água. A estabilidade térmica é um bom indicador de alterações na estrutura térmica das massas de água, pelo facto de ser mais integradora e menos sensível à natureza estocástica e à variabilidade das condições meteorológicas, do que a temperatura do ar ou da água (ADRIAN *et al.*, 2009).

Quadro 3.5 – Variação da temperatura da água à superfície em albufeiras nacionais (1981-1999, 2000 - 2012)

Albufeira	Código	Número de valores	Valor médio Anual (°C)			Valor médio em Junho, Julho e Agosto (°C)		
			1981-1999	2000-2012	Variação	1981-1999	2000-2012	Variação
Aguieira	11H/05	245	18.06	17.54	-0.52	23.07	21.69	-1.38
Alvito	24J/02	163	-	-	-	23.02	23.69	0.67
Arade	30G/09)	269	18.93	19.59	0.66	23.34	23.84	0.50
Azibo	04P/01	165	14.62	15.08	0.46	21.73	21.10	-0.63
Belver	17J/02	150	16.41	15.96	-0.45	-	-	-
Bravura	0E/03S	281	18.43	19.13	0.70	22.21	22.95	0.73
Cabril	14I/02	165	16.04	18.66	2.62	22.57	23.01	0.44
Caia	20O/02	290	17.26	18.64	1.38	22.89	23.31	0.42
Cançada	04H/02	242	15.58	16.05	0.47	20.56	21.14	0.59
Castelo Bode	16H/03	266	17.89	18.40	0.51	23.46	22.17	-1.29
Crestuma-Lever	07G/04	240	15.91	16.07	0.16	20.70	21.89	1.19
Divor	21I/02	246	17.12	17.22	0.10	22.65	22.48	-0.17
Lucefecit	2M/01	199	16.44	18.55	2.11	22.64	24.80	2.16
Maranhão	19J/01	167	17.59	18.39	0.80	-	-	-
Miranda	05T/02	221	13.98	14.51	0.53	20.60	20.43	-0.18
Montargil	19H/01	199	17.27	17.99	0.72	22.44	24.35	1.91
Patudos	18F/03	183	16.32	18.25	1.93	22.68	24.61	1.93
Paúl Magos	20E/03	198	18.20	18.48	0.28	23.28	24.40	1.12
Pocinho	7O/02	193	15.93	15.46	-0.48	-	-	-
Póvoa Meadas	17L/02	254	16.25	17.25	1.00	22.91	24.46	1.55
Ranhados	07M/01	240	14.89	14.57	-0.32	-	-	-
Rio Mula	21A/06	229	16.51	17.49	0.98	20.74	21.76	1.03
Roxo	26I/02S	251	17.10	18.37	1.27	21.91	23.55	1.64
Salamonde	03I/04	246	14.25	14.92	0.67	19.97	21.18	1.21
Santa Clara	28G/03	230	17.98	19.27	1.29	22.97	24.04	1.07
Santa Luzia	13J/01	175	13.89	16.32	2.43	20.61	22.38	1.77
Sordo	06K/04	141	-	-	-	20.67	22.47	1.80
Tapada Grande	28L/04	239	18.61	19.25	0.65	22.73	22.88	0.15
Torrão	06H/01	176	17.48	16.65	-0.83	25.39	23.73	-1.66
Toulica	14O/01	157	16.97	16.74	-0.23	-	-	-
Vigia	2L/01	263	17.14	18.42	1.28	23.28	24.43	1.16
MÉDIA	-	216	16.66	17.35	0.70	22.27	22.95	0.68

Quadro 3.6 – Variação da temperatura da água em rios e lagos nas últimas décadas

Rio	Localização	Alteração observada °C	Período temporal (anos)	Referência
-	Europa	+1,0 em 100 anos	1901-1990	WEBB, 1996
Fraser	Canadá	0,018 por ano	1953 - 2000	MORRISON <i>et al.</i> , 2002
Loire	França	+0,8 em 100 anos	1881-2003	MOATAR & GAILHARD, 2006
Loire	França	+1,7 a 2,0 em 100 anos	1976-2003	MOATAR & GAILHARD, 2006
Danúbio	Áustria	+2.5 em 100 anos	1951-2003	ZWEIMÜLLER, 2007
Danúbio	Croácia	0,0 a +0,06 por ano	1948-2005	BONACCI <i>et al.</i> , 2007
Lago		Alteração observada °C. ano ⁻¹	Período temporal (anos)	Referência
Superior	Estados Unidos	+0.01 (margem) +0.11 (epilímnio)	1906–1992 1979–2006	MCCORMICK & FAHNENSTIEL, 1999
Erie	Estados Unidos	+0.01 (margem)+ 0.037 (valor médio)	1918–1992 1983–2002	MCCORMICK & FAHNENSTIEL, 1999
Zurich	Suiça	+0.016 +0.024(epi/metolímnio) 0.013 (hipolímnio)	1950–1990	LIVINGSTONE, 2003
Constance	Alemanha	+0.017 (valor médio)	1962–1998	STRAILE <i>et al.</i> , 2003
Washington	Estados Unidos	+0.045 (epilímnio) 0.026 (valor médio)	1964–1998	ARHONDITSIS <i>et al.</i> , 2004
Garda	Itália	+0.1 (hipolímnio)	1990–2003	SALMASO, 2005
Tahoe	Estados Unidos	+0.015 (valor médio)	1970–2002	COATS <i>et al.</i> , 2006
Geneva	França	+0.059 (epilímnio)	1983–2000	GILLET & QUETIN, 2006
Ohrid	Macedónia	+0.025 (hipolímnio)	2001–2004	MATZINGER <i>et al.</i> , 2006
Michigan	Estados Unidos	+0.065 (epilímnio)	1979–2006	AUSTIN & COLMAN, 2007
Huron	Estados Unidos	+0.086 (epilímnio)	1979–2006	AUSTIN & COLMAN, 2007
Baikal	Rússia	+0.02 (epilímnio) +0.012 (>25 m)	1945–2005	HAMPTON <i>et al.</i> , 2008
-	Europa	+0.028 (epilímnio) +0.011 (hipolímnio)	1960-2005	ARVOLA <i>et al.</i> , 2010
Tahoe	Estados Unidos	+0.013	1970-2007	SAHOO <i>et al.</i> , 2012
Windermere	Inglaterra	+ 0.7 a +1.4 °C entre 1960 e 2000	1960-2000	GEORGE & HURLEY, 2007
Veluwe	Holanda	mais de 1 °C desde 1960	1960-2010	MNP, 2006

Em anos mais quentes a estratificação térmica de lagos e albufeiras ocorre mais cedo, e as termoclinas localizam-se a uma menor profundidade. Em vários lagos Europeus e da América do Norte, os períodos de estratificação iniciaram-se mais cedo, tendo-se observado um máximo de 20 dias, e um incremento do período de estabilidade térmica em duas a três semanas (IPCC, 2007). No Quadro 3.7, podem observar-se alguns exemplos da variação da estabilidade térmica, ocorrida nas últimas décadas.

Os lagos e albufeiras menos profundas e de menor volume, tendem a não estratificar no Verão, evidenciando uma resposta mais directa às condições meteorológicas. No caso das albufeiras de reduzida dimensão, a referida homogeneização é também uma consequência do escoamento afluente. No entanto mesmo nestes sistemas é possível que o aumento da estabilidade térmica venha a ser cada vez mais comum, e.g. WILHELM & ADRIAN, 2008.

Quadro 3.7 – Variação do período de estratificação térmica em diferentes massas de água

Lago	Localização	Aumento anual do período de estratificação (dias)	Período temporal (anos)	Referência
Superior	Estados Unidos	14–18	1906–1992	MCCORMICK &
		17	1979–2006	AUSTIN & COLMAN, 2007
Zurich	Suíça	14–21	1947–1998	LIVINGSTONE, 2003
Washington	Estados Unidos	25	1962–2002	WINDER & SCHINDLER, 2004
Huron	Estados Unidos	17	1979–2006	AUSTIN & COLMAN, 2007
Simcoe	Canadá	33-56	1980-2008	STAINSBY <i>et al.</i> , 2011

Volume e tempo de residência

As variações do escoamento anual que aflui a um lago ou albufeira alteram o volume médio e o tempo de residência hidráulico, podendo modificar a capacidade de diluição e as taxas de reacção associadas aos ciclos geoquímicos, como o ciclo do fósforo. De acordo com Vollenweider (VOLLENWEIDER, 1975 *in* RAST & FRED, 1978), a razão entre a carga afluenta de fósforo e o valor médio de concentração de fósforo numa albufeira é teoricamente equivalente a uma expressão do tempo de residência hidráulico.

A alteração do volume de uma massa de água pode também afectar o balanço de energia, em função da alteração da área superficial e, consequentemente, do albedo. PLANK & SHUMAN, 2009, estudaram a variação da área superficial de 620 lagos localizados no estado de Minnesota, na América do Norte, durante uma seca extrema ocorrida em 1930, tendo concluído que a perda de $9.1 \pm 3.0 \times 10^9 \text{ m}^3$, e a correspondente exposição de $3\,300 \pm 800 \text{ km}^2$ de solo, provocou uma diminuição da energia armazenada nos lagos de $1.12 \pm 0.31 \times 10^{11} \text{ W}$, que de acordo com os autores pode ter influenciado a temperatura do ar desta região.

Composição química da água

Os principais componentes químicos da água são iões, nutrientes, oligoelementos e oxigénio dissolvido. A conjugação destes elementos define a natureza de cada massa de água, condiciona o biota através da definição do ambiente osmótico e do equilíbrio ácido-base, e afecta vários processos de realimentação interna.

A solubilidade do OD diminui com o aumento da temperatura, afectando todo o equilíbrio biogeoquímico destes ecossistemas. A estabilidade térmica pode amplificar este efeito ao impedir a homogeneização da concentração deste parâmetro em toda a coluna da água (STEFAN *et al.*, 1993, DE STASIO *et al.*, 1996), potenciando assim o risco de anoxia nas camadas de água mais profundas

(hipolímnio) e a alteração da produção primária no epilímnio. Este efeito deverá ser mais evidente em massas de água pouco profundas, e nos períodos de Verão, em que o escoamento afluente é reduzido.

Com o objectivo de avaliar a tendência evolutiva dos valores da concentração de OD, observado à superfície em albufeiras nacionais, analisaram-se todos os valores disponibilizados no SNIRH, para as 31 albufeiras consideradas na caracterização da evolução da temperatura da água, tendo-se igualmente comparado os períodos compreendidos entre 1981-1999 e 2000-2012. A análise realizada permitiu concluir que em 16 destas massas de água, ocorreu uma redução média anual de 0.8 mg.L^{-1} , entre o período compreendido entre 1981-1999 e 2000-2012, verificando-se um incremento anual de mg.L^{-1} , nas restantes 15 (Quadro 3.8). Quando se considera apenas os meses de Junho, Julho e Agosto, observa-se uma redução de 1.0 mg.L^{-1} em 18 albufeiras e um incremento médio de 0.7 mg.L^{-1} , nas restantes 13.

HANSEN *et al.*, 2008, observou, entre 1979 e 2000 e entre 1985 e 2008, a diminuição da concentração de OD em lagos dinamarqueses, mais concretamente, a diminuição da profundidade da camada que mantém anualmente níveis aceitáveis de OD para a ictiofauna. JANKOWSKI *et al.*, 2006, concluiu que o aumento da estabilidade térmica de dois lagos Suíços, determinado pela onda de calor que ocorreu na Europa no Verão de 2003, provocou um incremento extraordinário da depleção de OD no hipolímnio. SUMMERS *et al.*, 2012, através da reconstrução dos valores de OD, utilizando um método paleolimnológico em amostras de sedimentos de um sistema de água doce localizado no Canada, concluíram que nas últimas duas décadas ocorreu uma diminuição significativa dos valores de OD no hipolímnio, que no passado variava entre 1 mg.L^{-1} a 4 mg.L^{-1} , não ultrapassando actualmente, 2 mg.L^{-1} .

A diminuição dos valores de OD conjugada com temperaturas elevadas. (FEUCHTMAYR *et al.*, 2009), pode também promover a libertação de nutrientes e poluentes, dos sedimentos das massas de água. MARSDEN, 1989, refere que a concentração de fósforo na última camada de uma massa de água, e a temperatura da água no hipolímnio, regulam a quantidade de fósforo libertado pelos sedimentos, neste último caso devido ao incremento da mineralização da matéria orgânica.

WILHELM & ADRIAN, 2008, avaliaram a evolução dos valores de OD entre 2003 e 2006, de um lago pouco profundo, localizado na periferia de Berlim, tendo concluído que a depleção de OD no hipolímnio foi acompanhada pela acumulação de fósforo solúvel.

Quadro 3.8 – Variação da concentração de OD à superfície em albufeiras nacionais (1981-1999, 2000-2012)

Albufeira	Código	Número de valores	Valor médio Anual °C			Valor médio em Junho, Julho e Agosto		
			1981-1999	2000-2012	Variação	1981-1999	2000-2012	Variação
Aguieira	11H/05	273	11.06	8.37	-2.70	11.47	8.42	-3.06
Alvito	24J/02	158	9.39	8.91	-0.48	10.01	7.89	-2.12
Arade	30G/09)	256	8.99	9.27	0.28	8.72	8.42	-0.30
Azibo	04P/01	193	7.88	9.18	1.30	6.02	8.17	2.15
Belver	17J/02	144	8.49	9.36	0.87	10.42	9.96	-0.46
Bravura	0E/03S	273	9.04	8.96	-0.08	8.72	8.43	-0.29
Cabril	14I/02	187	8.94	8.83	-0.11	8.12	8.57	0.45
Caia	20O/02	294	8.12	7.53	-0.59	8.10	6.99	-1.11
Caniçada	04H/02	285	9.66	9.45	-0.21	8.65	8.83	0.18
Castelo Bode	16H/03	266	8.88	9.57	0.69	8.41	9.25	0.84
Crestuma-Lever	07G/04	268	9.37	9.17	-0.20	8.57	8.11	-0.46
Divor	21I/02	223	8.31	8.79	0.48	7.57	7.95	0.38
Lucefecit	2M/01	188	8.40	8.29	-0.11	8.69	7.18	-1.50
Maranhão	19J/01	166	7.13	7.29	0.16	8.18	7.19	-0.99
Miranda	05T/02	251	7.93	8.75	0.82	7.91	8.38	0.47
Montargil	19H/01	197	8.66	8.11	-0.55	8.02	7.53	-0.49
Patudos	18F/03	187	8.63	8.95	0.32	8.02	9.06	1.04
Paúl Magos	20E/03	218	8.12	8.71	0.59	7.49	8.09	0.60
Pocinho	7O/02	212	8.97	9.24	0.27	9.51	9.19	-0.33
Póvoa Meadas	17L/02	255	8.62	8.27	-0.35	8.65	8.32	-0.33
Ranhados	07M/01	269	8.51	9.22	0.71	6.90	8.17	1.27
Rio Mula	21A/06	240	9.04	9.80	0.76	9.06	9.25	0.19
Roxo	26I/02S	245	8.70	8.05	-0.65	8.11	6.97	-1.13
Salamonde	03I/04	274	9.75	9.49	-0.26	8.76	8.71	-0.06
Santa Clara	28G/03	229	8.37	8.16	-0.20	8.06	6.84	-1.23
Santa Luzia	13J/01	205	11.24	9.37	-1.87	9.87	8.78	-1.09
Sordo	06K/04	164	8.96	9.21	0.25	7.03	8.26	1.23
Tapada Grande	28L/04	234	8.06	8.29	0.23	7.69	7.80	0.12
Torrão	06H/01	206	8.64	9.15	0.51	8.38	8.74	0.36
Toulica	14O/01	205	12.15	9.01	-3.14	10.73	8.27	-2.46
Vigia	2L/01	249	7.91	7.29	-0.61	8.06	7.13	-0.93
MÉDIA	-	226	8.90	8.78	-0.12	8.51	8.22	-0.29

HEYES *et al.*, 2000, concluiu que o incremento da concentração de mercúrio observado em algumas zonas húmidas localizadas na estação de pesquisa de Experimental Lakes Area, localizada no Canada, é uma consequência da anoxia e da disponibilidade de sulfato resultante da degradação de matéria orgânica. A mobilidade de outros contaminantes, em particular os metais pesados, pode também ser modificada. O cádmio (Cd), manganês (Mn), chumbo (Pb) e o zinco (Zn), são potencialmente móveis quando ocorrem alterações de pH ou do potencial-redox (DOLLAR, *et al.*, 2001).

No entanto, importa referir que persistem ainda muitas dúvidas sobre a mobilidade de nutrientes e de metais nos sedimentos de massas de água. Existem vários estudos onde são apresentadas boas correlações entre a depleção de oxigénio dissolvido e a libertação de fósforo, a partir dos sedimentos de lagos e albufeiras, que suportam a simplificação que se faz quando se considera que o oxigénio é o principal factor envolvido na libertação de fósforo. No entanto, vários estudos laboratoriais e observações de campo, geraram dúvidas sobre a validade universal deste conceito (HUPFER & LEWANDOWSKI, 2008). A mobilidade dos metais é específica de cada metal e de cada ecossistema (DOLLAR, *et al.*, 2001), o que dificulta a generalização de resultados obtidos em casos de estudo.

A respiração pode também reduzir os níveis de OD, directamente em função do aumento da temperatura ou através do incremento da quantidade de nutrientes. Um “bloom” pouco usual de biomassa algal que ocorreu no Lago Mälaren em 2002, localizado na Suíça, foi correlacionado com o aumento dos valores de temperatura da água durante o Verão e Outono e com o incremento dos valores de fósforo em função da anoxia do hipolímnio (WEYHENMEYER *et al.*, 2004).

A turvação da água pode ser alterada através do aumento do teor de minerais, de carbono orgânico dissolvido (COD) e da densidade fitoplanctónica. Este parâmetro condiciona a profundidade atingida pela radiação solar, determinando por isso a profundidade em que ocorre a produtividade primária, e a distribuição de calor por toda a massa de água. Num estudo realizado em 86 pequenos lagos localizados no Canada, a comparação do regime térmico relativo a um período frio (1997) e a dois períodos de calor extremo (1998 e 1999), permitiu concluir que a temperatura superficial dos lagos aumentou e a profundidade da camada de mistura completa diminuiu, verificando-se a existência de um forte gradiente térmico em quase todos os lagos. Os valores da temperatura da água em profundidade eram distintos quando se consideravam os lagos mais transparentes (COD, 2 mg.L⁻¹) e os lagos mais turvos (COD, mg.L⁻¹). Durante os períodos quentes o volume de água fria (<10 °C) foi reduzido. Nos lagos mais turvos a temperatura em profundidade revelou-se mais estável. Os lagos mais transparentes exibem uma grande variação térmica em resposta a pequenas variações de COD, pelo que são também mais sensíveis a alterações nos níveis de COD associados ao escoamento, e a alterações climáticas (SNUCINS & GUNN, 2000).

TANENTZAP *et al.*, 2008, refere que qualquer factor que afecte a velocidade do vento ou a atenuação da radiação, pode modificar o efeito das alterações climáticas. Num estudo realizado no Lago Clearwater, localizado no Canada, este autor concluiu que a descida de 7°C, da temperatura do hipolímnio e o aumento de 4 m da profundidade da termoclina, entre 1973 e 2001, está relacionado com um incremento substancial da concentração de COD. (TANENTZAP *et al.*, 2008).

O incremento sazonal do escoamento afluente, ou resultante de eventos extremos de precipitação, onde se incluem as cheias, pode aumentar a erosão dos solos e, conseqüentemente, aumentar o teor em nutrientes, como o fósforo o azoto, minerais, matéria orgânica, e outros poluentes, como os

metais pesados ou hidrocarbonetos aromáticos (WHITEHEAD *et al.*, 2009; JEPPESEN *et al.*, 2009; FEUCHTMAYR *et al.*, 2009). Os eventos extremos de precipitação podem também determinar a descarga de águas residuais de estações de tratamento (ETAR'S), ou directamente de redes de drenagem. A redução do escoamento no Verão diminuirá a capacidade de diluição das linhas de água o que resultará numa maior concentração de nutrientes e outros poluentes (JEPPESEN *et al.*, 2009).

3.4.2 - Alterações biológicas

A vulnerabilidade dos ecossistemas e das espécies equilibra-se entre a magnitude das alterações climáticas e a resiliência que adquiriram ao longo de milhões de anos de evolução. As pressões de origem antropogénica reduzem a resiliência de muitos ecossistemas, através da fragmentação de habitats, da introdução de espécies exóticas e da poluição. As recentes alterações climáticas têm provocado alterações na composição de espécies, abundância de organismos, produtividade e alterações fenológicas dos ecossistemas de água doce (BATES *et al.*, 2008).

PARMESAN & YOHE, 2003, referem que 87% das alterações fenológicas observadas ocorreram no sentido previsto, em função das alterações climáticas, *e.g.* muitos componentes dos sistemas pelágicos de lagos têm revelado alterações drásticas em termos de produção primária, da distribuição geográfica e fenológica do zooplâncton, tendo também sido observadas alterações dos níveis tróficos mais elevados (RICHARDSON, 2008; WINDER *et al.*, 2009).

A distribuição de espécies e a sua fisiologia dependem consideravelmente da temperatura da água. A grande maioria dos organismos aquáticos são, ectotérmicos, limitados a uma gama específica de valores de temperatura, *e.g.* o óptimo térmico de muitas espécies de águas frias é inferior a 20°C (BATES *et al.*, 2008). O incremento dos valores de temperatura da água, e a anoxia podem promover a extinção de espécies de ictiofauna, através da eliminação de refúgios nas águas mais profundas *e.g.* a depleção de oxigénio no Inverno de 2002-2003, provocou uma massiva destruição da população de peixes no sul da Finlândia (OLIN & RUUHIJÄRVI, 2005 *in* ARVOLA *et al.*, 2010). Na Estónia, no lago Peipsi, em 1959, 1972 e 2002, valores elevados de temperatura conjugados com intensos "blooms" de biomassa algal, resultaram também na morte massiva da população de peixes (ARVOLA *et al.*, 2010).

Actualmente, a riqueza de espécies dos sistemas de água doce na Europa Central é mais elevada, decrescendo para o Norte e para Sul, em função dos períodos de seca e de salinização. (DECLERCK *et al.*, 2005). O incremento projectado dos valores de precipitação no norte da Europa e a redução no sul da Europa, conjugado com o incremento mais acentuado dos valores de temperatura do ar no sul da Europa, poderá conduzir à expansão das áreas de distribuição das espécies de água quentes para Norte, ou em altitude, e a contracção do habitat disponível das espécies de águas frias. A

intermitência dos troços de rio poderá também promover uma migração para montante nas linhas de água.

Em Portugal continental, a ictiofauna endémica é dominada por ciprinídeos, espécies de águas quentes com habitat térmico onde as temperaturas preferidas e de crescimento, são superiores a 25 °C, onde se incluem várias espécies de barbos (*Barbus spp*), bogas (*Chondrostoma spp.*) e pequenos ciprinídeos. A única espécie continental de águas frias com habitat térmico onde as temperaturas preferidas e de crescimento são inferiores a 25°C (excluindo outros salmonídeos anádromos), é a truta-comum (*Salmo trutta fario*) (SIAM II, 2006). Entre as espécies exóticas mais tolerantes a condições extremas, existentes em albufeiras Portuguesas incluem-se, a carpa (*Cyprinus carpio Linnaeus*), a Perca-Sol (*Lepomis gibbosus*), o Pimpão (*Carasius Nilson*), o Achigã, (*Micropterus salmoides*) e o Peixe-gato-preto-americano (*Ameiurus melas*), que se consegue adaptar a águas com um reduzido teor de OD e com temperaturas acima dos 30°C. (COLLARES-PEREIRA, 2007).

Para a ecologia piscícola de água interiores portuguesas, prevê-se uma contracção do habitat da truta para Norte e um aumento das áreas habitáveis pelas espécies mais quentes, anteriormente limitadas por um mínimo de 10°C, essencialmente os ciprinídeos ibéricos, podendo também surgir uma contracção a Sul da área de distribuição das espécies de águas quentes, em função dos valores usualmente mais elevados da temperatura da água e das previstas alterações hidrológicas dos sistemas fluviais (SIAM II, 2006).

MEISNER, 1990, refere que um incremento de 4.8°C da temperatura do ar média anual deverá eliminar entre 30% a 42% dos habitats disponíveis para o salmonídeo, *Salvelinus fontinalis*, ("brook trout"), em função da fragmentação do seu habitat, no sul dos Estados Unidos. Pelo contrário, um incremento de 4°C da temperatura do ar média anual deverá expandir o habitat natural de *Micropterus Dolomieu* (Achigã de boca pequena) e de *Perca flavescens* (Perca amarela) no Norte do Canada em aproximadamente 500 km para Norte (SHUTER & POST, 1990). Algumas espécies de plantas aquáticas invasivas como a *Eichhornia crassipes* (Jacinto de água) e a *Salvinia molesta*, poderão também estender o seu habitat às regiões que se mantiverem mais frias (BATES *et al.*, 2008).

Os factores físicos e químicos, como a temperatura, energia e os fluxos de carbono, são extremamente relevantes para a dinâmica e ecologia das populações de algas (REYNOLDS, 2006). Uma pequena alteração das características térmicas de lagos e de albufeiras, como a estratificação térmica, pode causar alterações profundas nas populações de fitoplâncton e zooplâncton (JASSER & ARVOLA, 2003).

A dominância de cianobactérias nos sistemas aquáticos depende da carga de nutrientes, do aumento de temperatura e dos períodos de estratificação térmica, bem como do aumento do tempo de

residência e da salinização (PAERL & HUISMAN, 2008). As cianobactérias possuem vantagens competitivas a temperaturas elevadas relativamente a outros tipos de algas, uma vez que geralmente crescem mais a temperaturas elevadas, normalmente superiores a 25 °C, do que outras espécies de fitoplâncton como as diatomáceas e as algas verdes (REYNOLDS, 2006). A capacidade de regular a profundidade a que se encontram através da formação de vesículas de gás, permite-lhes ultrapassar a barreira física estabelecida pelo aumento da estabilidade térmica, e desta forma gerarem densos “blooms” superficiais (WHITTON & POTTS, 2000; REYNOLDS, 2006).

Em Maio de 2001 e em Julho de 2001, foram observados, na lagoa da Vela, localizada no Centro de Portugal, dois “blooms” de cianobactérias (*Aphanizomenon flos-aquae* e *Microcystis aeruginosa*), tendo a depleção de OD gerada pelo primeiro “bloom” provocado a morte massiva de peixes no lago. A análise desenvolvida por FIGUEIREDO *et al.*, 2006, indica que os blooms de cianobactérias devem-se às conhecidas vantagens competitivas das cianobactérias e/ou a alelopatia das cianobactérias relativamente às microalgas.

A lagoa das Furnas, localizada na ilha de São Miguel nos Açores, encontra-se eutrofizada desde os anos 80. O enriquecimento em nutrientes tem promovido o crescente desenvolvimento da população de fitoplâncton, que desde o ano de 2004 tem sido acompanhado por “blooms” regulares de cianobactérias (SANTOS *et al.*, 2012). Num estudo recente ainda não publicado, ALMEIDA *et al.*, n/p, simularam o regime térmico da lagoa nos últimos 10 anos, tendo concluído que esta possui um regime térmico óptimo para o desenvolvimento de cianobactérias, que se caracteriza pelo incremento dos valores mínimos de temperatura da água nos últimos anos e por períodos de homogeneização no final dos períodos de estratificação térmica, com valores de temperatura da água que variam entre 15 a 20°C, que favorecem o crescimento destas algas.

HANSSON *et al.*, 2012, através de modelação e de dados experimentais, demonstraram que a resposta das comunidades de água doce é determinada pela extensão da cadeia alimentar e que o primeiro e o segundo nível trófico beneficiarão com as alterações climáticas, sendo os níveis intermédios os mais afectados. O fitoplâncton e os “blooms” de cianobactérias apenas serão beneficiados em sistemas com três níveis tróficos. Neste estudo, conclui-se também que em função de um aumento de 3°C, da temperatura do ar, os usuais picos primaveris de fitoplâncton e zooplâncton, ocorrerão mais cedo e em simultâneo. Não existindo por isso uma correlação entre recurso e consumidor. Por outro lado, as cianobactérias beneficiarão sempre dos valores elevados de temperatura da água, independentemente da dimensão da cadeia alimentar.

A lacuna de conhecimentos relativamente a muitos processos biogeoquímicos destes ecossistemas, como o comportamento do fósforo e dos metais pesados, retidos nos sedimentos das massas de água, a frequência dos blooms de cianobactérias, o processo de arrefecimento evaporativo, conjugado com a elevada complexidade decorrente do número de variáveis e de processos existentes, retira fiabilidade à projecção efectiva dos potenciais efeitos que poderão surgir no futuro. A

aproximação decorrente do estudo de mesocosmos de lagos ou albufeiras poderá reduzir muitas incertezas, e produzir resultados mais consistentes sobre a potencial evolução destes sistemas.

FEUCHTMAYR *et al.*, 2009, estudaram 48 mesocosmos de lagos hipertróficos de reduzida profundidade, com o objectivo de avaliar o efeito que um incremento de 4°C teria na componente química e nas comunidade autotróficas, tendo observado um incremento de fósforo solúvel, de azoto total, conductividade, e na quantidade total de biomassa vegetal, bem como uma diminuição do fitoplâncton em função da redução da radiação solar incidente pelas plantas flutuantes.

MCKEE *et al.*, 2003, simularam dois regimes térmicos (aquecimento contínuo de 3°C durante todo o ano e o aquecimento de 3°C, apenas no Verão), em 48 microcosmos de lagos de reduzida profundidade, com dois tipos de aflúncias de carga de nutrientes, com e sem ictiofauna. Os resultados obtidos indicam que o aquecimento não determinou a ocorrência de “blooms” de fitoplâncton, mesmo com o incremento de nutrientes e de peixes. As comunidades de macrófitas mantiveram-se dominantes. As populações de invertebrados aumentaram de número com o aumento da temperatura, o que poderá ter contribuído para estabilizar a população de macrófitas. O aquecimento determinou um incremento dos valores de P, de alcalinidade total e de conductividade, o pH diminuiu e a frequência de eventos de desoxigenação aumentaram consideravelmente.

NICCOLE *et al.*, 2012, combinaram o incremento de temperatura e de turvação da água em mesocosmos, com o objectivo de avaliarem a influência conjunta destes dois parâmetros na fenologia do plâncton existente em lagos do Norte de Europa. A temperatura da água foi incrementada em 3°C e a turvação da água, foi obtida através da utilização de água com um elevado teor em COD (26.3 mg.L⁻¹) e em Fe (3 mg.L⁻¹), obtida no lago Liasjön, localizado na Suécia. A redução de transparência de água teve um importante efeito no início da época de maior abundância dos diferentes grupos de plâncton, e na redução dos valores de clorofila-a tendo o aumento da temperatura antecipado um pico de fitoplâncton e de zooplâncton. As épocas de crescimento dos diferentes grupos de fitoplâncton foram também modificadas. De acordo com NICCOLE *et al.*, 2012, no futuro, o início da época de crescimento primaveril das comunidades de plâncton deverá começar mais cedo e com um maior controlo pelos grupos de zooplâncton.

MOSS *et al.*, 2003, utilizaram 48 microcosmos, com dois metros de diâmetro e um metro de profundidade, para avaliarem o efeito de um incremento de 3°C e da adição de nutrientes, no fitoplâncton e na ictiofauna de lagos de reduzida profundidade. O aquecimento teve um efeito menor sobre a comunidade de fitoplâncton, do que sobre os nutrientes e a ictiofauna. Teve também um efeito reduzido na quantidade de clorofila-a e de fitoplâncton. Os resultados obtidos com este estudo indicam que as alterações climáticas podem não determinar um incremento das comunidades de cianofíceas, em lagos pequenos não estratificados e dominados por macrófitas. Os resultados sugerem também que a eutrofização e a ictiofauna são importantes na determinação da abundância do fitoplâncton.

LIBORIUSSEN *et al.*, 2011, simularam três cenários distintos em 24 mesocosmos de lagos pouco profundos, (1.9 m de diâmetro e 1.5 m de profundidade), um cenário base sem aquecimento, o cenário A2 definido pelo IPCC e o cenário A2+50%, com dois níveis de nutrientes. Os resultados obtidos indicam que os mesocosmos enriquecidos com nutrientes revelaram uma retenção positiva de P, entre Setembro e Novembro, independentemente do cenário considerado, o que poderá decorrer do aumento da capacidade de retenção dos sedimentos com a diminuição do teor em OD em função do aumento da temperatura durante estes meses. Nos mesocosmos sem enriquecimento a retenção de P é negativa, pelo facto de não existir afluência deste nutriente e de no Verão ter ocorrido a sua libertação a partir dos sedimentos. Os resultados obtidos indicam também a existência de uma evolução distinta do teor de OD em cada um dos três cenários, ocorrendo como seria esperado uma redução do valor de OD em função do aumento da temperatura do ar.

O estudo de micro e mesocosmos encontram-se ainda numa fase inicial de desenvolvimento são necessárias mais experiências em ecossistemas reais, ou em mesocosmos de maiores dimensões, para se determinar a resposta dos organismos, processos e habitats, às alterações climáticas (IPCC, 2007).

A síntese bibliográfica realizada permitiu concluir que as alterações climáticas projectadas para o século XXI podem determinar diversas alterações físicas, químicas e biológicas nos ecossistemas de água doce:

- a) aumento da temperatura da água;
- b) redução dos valores da concentração de OD;
- c) estratificação térmica vertical mais estável durante um maior período temporal e redução dos períodos de homogeneização;
- d) incremento dos valores da concentração de COD e de nutrientes;
- e) aumento da eutrofização e da frequência de blooms de biomassa algal;
- f) incremento das taxas de mineralização da matéria orgânica, e de produção de amónia;
- g) redução da transparência da água;
- h) diminuição da capacidade de diluição de poluentes e do tempo de retenção;
- i) aumento do risco de afluência de substâncias perigosas, como metais, hidrocarbonetos e pesticidas;
- j) redução da biodiversidade;
- l) aumento do número de espécies exóticas invasivas;
- m) expansão das áreas de distribuição das espécies de águas quentes para Norte, ou em altitude, e contracção do habitat disponível das espécies de águas frias.

3.5 – SIMULAÇÃO DA QUALIDADE DA ÁGUA DE RIOS, LAGOS E DE ALBUFEIRAS EM FUNÇÃO DE DIFERENTES CENÁRIOS CLIMÁTICOS

3.5.1 - Introdução

Neste capítulo são descritos os resultados obtidos em alguns trabalhos de investigação realizados com o objectivo de avaliar o efeito de diferentes cenários climáticos na qualidade das massas de água doce superficiais. Adicionalmente, descrevem-se alguns exemplos da parametrização dos sistemas lacustres nos modelos de simulação atmosférica global ou regional.

3.5.2 – Avaliação da qualidade da água em função de cenários climáticos

A simulação da evolução de ecossistemas de água doce em função de projecções climáticas tem sido realizada em vários tipos de sistemas, através da utilização de modelos empíricos e determinísticos, com uma ou mais dimensões. Estas simulações são dificultadas por diversos factores, entre os quais se destacam, a dimensão do período de simulação, a estimativa dos valores de escoamento, a quantificação dos usos da água, e a caracterização física e química dos afluentes, para os cenários projectados, pelo que, de acordo com alguns autores, as incertezas associadas às projecções dos efeitos do uso do solo sobre a qualidade da água de albufeiras são maiores do que os potenciais efeitos decorrentes das previstas alterações climáticas, WEST & STEFAN, 1999.

A dimensão do período de simulação é condicionada pela natureza das alterações que se pretendem simular, sendo que o aumento da temperatura global ocorre em períodos temporais alargados. Para as próximas duas décadas, e para vários cenários de emissões de gases de estufa, prevê-se um incremento médio de 0.2°C por década (IPCC, 2007). Simular um incremento de 0.4°C, em apenas um ano é substancialmente diferente da simulação deste mesmo incremento em 20 anos. Importa estabelecer uma tendência evolutiva destes sistemas em períodos caracterizados por extremos hidrológicos (e.g. anos secos e húmidos), que permita avaliar a resiliência e a capacidade de adaptação dos mesmos.

O processo de arrefecimento evaporativo das linhas de água pode ter um efeito significativo na estimativa dos valores de temperatura dos afluentes de lagos e albufeiras quando se atingem valores elevados de temperatura do ar. No Quadro 3.9 pode observar-se alguns exemplos de estudos de simulação da temperatura de rios em função de diferentes cenários climáticos, em que é utilizado o modelo de regressão logística, que considera o efeito atenuante do arrefecimento evaporativo. Apesar deste facto, os resultados obtidos por PEDERSEN & SAND-JENSEN, 2007, SAND-JENSEN & PEDERSEN, 2005; MOHSENI *et al.*, 1999 e MOHSENI *et al.*, 2003, projectam incrementos elevados dos valores de temperatura da água, para os meses mais quentes. No mesmo quadro são também apresentados, exemplos da aplicação de modelos determinísticos a alguns rios localizados na América do Norte.

Tendo em consideração os resultados apresentados no Quadro 3.9, conclui-se que o valor médio da temperatura das linhas de água deverá aumentar entre 1°C a 2°C até ao ano 2050, em função das características de cada uma das linhas de água. A avaliação da qualidade da água de lagos e albufeiras em função de cenários climáticos é maioritariamente realizada através da utilização de modelos determinísticos unidimensionais e bidimensionais.

Quadro 3.9 – Estudos científicos de simulação matemática da evolução da temperatura de rios

Rio/Localização	Modelo	Alteração observada °C	Período / condição de simulação	Referência
Modelos empíricos				
Dois rios Dinamarqueses	Regressão logística	Referência (1961-1990) Inverno: +1.6 a +3.0°C Verão: +4.4 a + 6.0 °C	2070-2100 Incremento de 4°C - 5°C	PEDERSEN e SAND-JENSEN, 2007
803 estações de monitorização localizadas nos EUA	Regressão logística	referência (presente) média anual: +2 a +5°C máxima anual: +1 a +3°C mínima anual: +1 a +4°C	Cenário - 2x CO ₂	MOHSENI <i>et al.</i> , 1999; MOHSENI <i>et al.</i> , 2003
16 estações de monitorização localizadas nos EUA	Regressão linear	referência (presente) +4.1 °C entre Abril e Outubro	Incremento de 4.3°C	PILGRIM <i>et al.</i> , 1998
27 rios localizados na Grã-Bretanha	Regressão logística	referência (presente) máxima anual 2050: +0.1 a +3.1°C 2080: +0.2 a +3.8°C mínima anual 2050: +0.1 a +2.4°C 2080: +0.2 a +3.5°C	2002, 2050 e 2080 Cenário - 2x CO ₂	WEBB & WALSH, 2004
Modelos determinísticos				
Rio Fraser localizado no Canada	Modelo unidimensional de simulação da temperatura	Referência (1961-1990) Temperatura média no Verão 2010 -2039: +0.8°C 2040 - 2069: +1.5°C 2070 - 2099: +1.9°C	Cenário IPCC, IS92a. GEE com aerossóis. 2010 - 2039 2040 - 2069 2070 – 2099	MORRISON <i>et al.</i> , 2002
Rio Madison localizado nos EUA	Modelo numérico que inclui trocas de calor com a atmosfera	Variação do número de dias por ano com valores de temperatura da água acima dos seguintes intervalos: 19°C: +7 a 10% 23°C: +7 a 23% 24°C: +3 a 24%	Cenário - 2x CO ₂	GOOSEFF <i>et al.</i> , 2005
Rios localizados na América do Norte	Modelo de simulação de escoamento e temperatura (DRTT)	Referência (1980-1990) Incremento da temperatura média anual desde + 0.55 °C (2020s) a + 1.68 °C (2080s).	Cenários IPCC, 2007 2020-2030 + 1.1°C 2040-2050 +1.8 °C 2080-2090 + 3.0 °C	HU, <i>et al.</i> , 2012
Bacia do rio Ronde, América do Norte	Modelo de simulação de escoamento e temperatura	Referência (2010) Valores médios diários 2020-2030 A1B +0.6°C e B1+0.5°C 2040-2050 A1B +1.1°C e B1 +0.8°C 2080-2090 A1B+2.0°C e B1 +1.3°C	Cenários IPCC, 2007 A1B e B1 2020-2030 2040-2050 2080-2090	GRAVES, 2012

HONDZO & STEFAN, 1992, simularam com um modelo unidimensional a evolução do regime térmico de 27 classes de lagos, localizados entre, 45° de latitude Norte e 93° de longitude Oeste na América do Norte. As 27 classes resultam da conjugação de três áreas superficiais distintas, três profundidades máximas e três profundidades do disco de Secchi obtidas, em função da análise de 3002 lagos localizados no estado do Minnesota. As variáveis meteorológicas simuladas caracterizam um período de simulação de 25 anos (1955-1979), posteriormente modificadas em função de um cenário climático em que a concentração de CO₂ atmosférico é duplicada, através de um modelo de circulação geral. Os resultados obtidos com este estudo indicam que a temperatura do epilímnio será superior, mas aumentará menos do que a temperatura do ar. As temperaturas do hipolímnio em lagos dimíticos sazonalmente estratificados, deverão manter-se no geral inalteradas e em alguns casos deverão ser inferiores às observadas no presente. As perdas de água por evaporação aumentarão, podendo atingir 300 mm nos meses mais quentes. Os eventos de estratificação ocorrerão mais cedo e o processo de mistura que ocorre no final no Verão deverá surgir mais tarde. A estabilidade térmica dos lagos aumentará na Primavera e no Verão. O período anual de estratificação térmica deverá aumentar entre 40 a 60 dias.

FANG & STEFAN, 2006, simularam a temperatura da água, a concentração de OD, e a cobertura de gelo e de neve em 209 lagos localizados nos Estados Unidos, distribuídos por 27 classes de lagos de reduzida dimensão (definidas de acordo com a abordagem referida anteriormente e utilizada por HONDZO & STEFAN, 1992), (área superficial <10 km²). A situação de referência corresponde ao período temporal compreendido entre 1961-1979 e o cenário climático futuro considera a duplicação dos valores da concentração de CO₂ atmosférico. O modelo unidimensional de qualidade da água utilizado, MINLAKE96, simulou a evolução diária dos parâmetros simulados durante um período de 19 anos. A temperatura superficial dos lagos poderão ter um incremento máximo de 5.9°C, em função de um aumento da temperatura média anual do ar de 6.7°C. O período de estratificação térmica, que ocorre no Verão, poderá determinar um incremento máximo de 67 dias, a duração do período de congelação superficial foi reduzido num máximo de 90 dias, e a espessura da camada de gelo em 0.44 m. O cenário simulado (2xCO₂), projecta também a redução dos períodos de anóxia durante o período de congelamento superficial, e o seu aumento no hipolímnio durante os meses mais quentes.

MEYER *et al.*, 1994, avaliaram o efeito das alterações climáticas na estratificação térmica de lagos hipotéticos utilizando dois modelos unidimensionais, WQRRS e IWEPP. O cenário climático corresponde à duplicação da concentração de CO₂ atmosférico. Os resultados obtidos indicam que os lagos localizados nas zonas subtropicais (latitude 30° a 45° Norte), e nas zonas subpolares (latitude 70° a 80° Norte), são mais susceptíveis à alteração do padrão de estratificação térmica do que os de latitude média ou equatoriais. O mesmo estudo permitiu também concluir que os lagos profundos, localizados nas zonas subtropicais, são mais sensíveis do que os menos profundos a alterações do padrão de estratificação térmica.

HUANG *et al.*, 2011, utilizaram os resultados obtidos em função de três cenários de alterações climáticas do IPCC (A2, A1B e B1), com três modelos de circulação geral da atmosfera, GISS, European Center Hamburg Model (ECHAM) e o modelo de circulação geral da atmosfera de terceira geração, desenvolvido pelo Centro Canadano de Modelação e análise Climática, para forçar um modelo de bacia hidrográfica e um modelo unidimensional de simulação da qualidade da água, com o objectivo de avaliarem os efeitos destes cenários nos ciclos de nutrientes e no estado trófico da albufeira de Cannonsville, uma das quatro albufeiras utilizadas para o abastecimento de água à cidade de Nova Iorque. A situação de referência deste estudo corresponde ao período compreendido entre 1966 e 2004. A análise realizada permitiu concluir que as alterações climáticas podem resultar num incremento da temperatura média anual, e dos valores da concentração de P total e de clorofila-a, no epilímnio e hipolímnio da albufeira, e numa diminuição dos valores de concentração de OD em ambas as camadas.

Posteriormente, SAMAL *et al.*, 2012, simularam a evolução do regime térmico da mesma albufeira, em função de diferentes cenários climáticos. Os valores médios diários de temperatura do ar, velocidade do vento e radiação solar, utilizados na definição dos cenários de simulação obtidos com um modelo de circulação geral, para o período compreendido entre 2081 e 2100, permitiram estabelecer factores de variação que posteriormente foram aplicados a 39 anos de registos meteorológicos. Estes cenários climáticos foram aplicados a um modelo hidrológico acoplado a um modelo unidimensional de simulação da temperatura da água. Os resultados obtidos indicam também que ocorrerá um incremento dos valores de temperatura da água no epilímnio e no hipolímnio da albufeira. Os períodos de estratificação térmica desta massa de água iniciar-se-ão mais cedo e serão mais extensos.

KOMATSU *et al.*, 2007, avaliaram o efeito a longo prazo que poderá ocorrer em algumas variáveis ambientais, como a temperatura da água, oxigénio dissolvido e nutrientes, na albufeira de Shimajigawa, com um volume de 20.6 hm³ e uma profundidade média de 14.5 m e máxima de 61 m, localizada na região mais ocidental do Japão, utilizando um modelo de qualidade da água e um modelo hidrológico, forçados com dados meteorológicos obtidos através da simulação com um GCM do cenário A2, do IPCC. A sensibilidade da albufeira foi avaliada através da comparação do período correspondente à situação de referência (1991-2001), com os resultados obtidos para o período, 2091-2100. A análise realizada permitiu concluir que o valor médio da temperatura à superfície correspondente à década de 90 deverá aumentar, 3.4°C. Projecta-se também um incremento de 3.8°C nos valores de temperatura superficial e de 2.8°C para o hipolímnio. O incremento dos valores de temperatura deverá aumentar o período de estratificação térmica e aumentar a profundidade da termoclina. Deverá também ocorrer um incremento do consumo de OD em função da decomposição aeróbia e um aumento do fluxo de P dos sedimentos para a coluna de água, aumentando a sua concentração no hipolímnio.

CHANG, 2010, estudou o efeito de três cenários climáticos projectados pelo Instituto Sueco de Meteorologia e Hidrologia, na temperatura da água, nos processos de estratificação térmica/homogeneização, e na produção primária da albufeira de Akkajaure, a segunda maior albufeira localizada na Suécia, com uma profundidade máxima de 92 m. O cenário base correspondente ao período 1998-2002 foi comparado com três cenários de simulação definidos para o período 2098-2102: incremento da temperatura do ar no Verão e no Inverno de 2.9°C e de 5.8°C, respectivamente; incremento de 2.9°C, apenas da temperatura do ar no Verão e incremento de 5.8°C apenas nos meses de Inverno. A albufeira foi simulada com um modelo hidrológico (HBV-96), um modelo unidimensional de simulação da temperatura da água, um modelo de dispersão do fitoplâncton e um modelo para avaliar o consumo de carbono realizado pelo fitoplâncton. Os resultados obtidos com este estudo permitiram concluir que o aumento da temperatura do ar poderá diminuir o período de congelação e a camada superficial de gelo poderá tornar-se mais fina, a radiação solar atinge zonas mais profundas aumentando assim a profundidade da zona eufótica e a produção média de fitoplâncton, que se mantém mais tempo exposto à radiação solar e a uma profundidade maior, em função do aumento da energia cinética turbulenta e da estratificação térmica.

HOSTETLER & SMALL 1999, utilizaram um modelo unidimensional para simular o potencial efeito que as alterações climáticas podem determinar em lagos hipotéticos e em lagos profundos localizados na América do Norte. As simulações foram realizadas em dois períodos de 10 anos, que representam o clima actual e um cenário futuro equivalente à duplicação da concentração de CO₂ atmosférico, obtido através do GCM, do Instituto Max Planck (ECHAM4) e do Centro Climático Canadano. Os resultados obtidos permitiram observar um incremento generalizado da temperatura da água, ligeiramente inferior ao incremento da temperatura do ar. Os incrementos mais significativos surgiram em lagos em que ocorreu uma redução substancial da manutenção da camada superficial de gelo. A área correspondente a massas de água que não congelam superficialmente, deslocou-se 10° ou mais graus de latitude para o Norte, a que corresponde aproximadamente 1 000 km.

KIRILLIN, 2010, simulou com o modelo unidimensional Flake (MIRONOV, 2008), dois lagos pouco profundos, com uma morfologia semelhante, localizados na região de Berlim, na Alemanha, o lago polimítico Müggelsee e o lago dimítico Heiligensee. O modelo foi forçado com dados meteorológicos correspondentes ao período 1961 a 2002, disponibilizados pelo Serviço Meteorológico Alemão, e com os cenários futuros, obtidos para os períodos 2005-2055 e 2071-2100. O cenário regional, correspondente ao período 2005-2055, foi obtido através da redução de escala dos dados obtidos com o GCM, ECHAM4/OPYC3. O cenário gerado para os anos 2071-2100 baseia-se igualmente na redução de escala do cenário B2 do IPCC, obtido com o mesmo GCM. Os resultados obtidos demonstram que entre 1961 e 2100, ocorrerá um aquecimento da temperatura média anual da água de aproximadamente 0.3°C por década. O aquecimento mais elevado surge nos períodos de Inverno, verificando-se também a existência de um reduzido arrefecimento nos meses mais quentes, próximo do fundo de ambos os lagos. Nos cenários futuros, ambos os lagos sofrem alterações do seu regime térmico, passando de polimítico e dimítico, a monimíticos quentes, através de uma série de transições

que determinaram abruptas alterações da temperatura em profundidade durante o Verão, para ambos os lagos.

LEE *et al.*, 2012, aplicaram um modelo hidrodinâmico de qualidade da água acoplado a um modelo hidrológico à albufeira de YongDam, com um volume de 815 hm³ e uma profundidade máxima de 70 m, localizada na Coreia do Sul, com o objectivo de avaliarem os efeitos que o cenário A2, do IPCC simulado com um GCM, teria no regime térmico da albufeira. O cenário de alterações climáticas determinou um incremento da temperatura do ar de 2.1°C e de 4.2°C, para 2050 e 2090 respectivamente. Os valores de precipitação total anual aumentaram, 178.4 mm e 464.4 mm para os mesmos períodos temporais. Os resultados obtidos indicam que a temperatura superficial da água da albufeira deverá aumentar, 1.2°C e 2.2°C em 2050 e 2090, relativamente aos valores observados durante o ano de 2010. Observou-se também um incremento da estabilidade térmica e uma diminuição da profundidade da termoclina durante o Verão e o Outono.

WEST & STEFAN, 1999, simularam, a temperatura da água, OD, P e a clorofila-a, de três albufeiras com um volume de 0.60 hm³, 2.13 hm³ e 2.05 hm³, localizadas no estado de Oklahoma (E.U.A), utilizando o modelo unidimensional de qualidade da água, MINLAKE98. As simulações foram realizadas com o objectivo de simular os efeitos no sistema de três cenários climáticos, obtidos com um GCM. Em cada um dos cenários considera-se um incremento de duas e de três vezes do valor da concentração de CO₂ atmosférico. Os resultados obtidos indicam que as condições atmosféricas tem um efeito mais significativo na temperatura da água das albufeiras do que o escoamento natural. Os nutrientes e o fitoplâncton foram muito afectados pelo escoamento natural. De acordo com este estudo, é provável que as decisões relativas ao uso do solo venham a ter um efeito mais significativo sobre as pequenas albufeiras do que as projectadas alterações climáticas.

ARHEIMER *et al.*, 2005, simularam o potencial efeito de seis cenários climáticos regionais, na qualidade da água do Lago Ringsjön (profundidade máxima - 17.5 m e área superficial 40 km²). A biomassa algal e os processos biogeoquímicos do lago foram simulados com o modelo biogeoquímico BIOLA, acoplado ao modelo hidrodinâmico PROBE. A situação de referência, correspondente ao período temporal compreendido entre 1990 e 2000, foi comparada com os resultados obtidos com um modelo climático regional, forçado com os resultados obtidos com três GCM, HadCM2 e HadAM3H (Hadley Centre) e ECHAM4/OPYC3 (Instituto Max Plank), em função dos cenários de emissão A2, B2 do IPCC e BaU (1% de incremento anual da concentração de CO₂ equivalente após 1990). A análise de resultados permitiu concluir que poderá ocorrer um incremento dos valores da temperatura da água, entre 1°C e 5°C e da concentração de P total, (+50%), N total (+20%), Ortofosfatos (PO₄), N inorgânico dissolvido, cianobactérias e zooplâncton, verificando-se apenas a redução dos valores de fitoplâncton total entre 20% a 50%. O incremento observado em algumas variáveis resultou do incremento do consumo realizado pela biomassa algal e das taxas de mineralização e de desnitrificação. O aumento dos valores de nutrientes inorgânicos resultou do incremento da mineralização e da carga afluente. Apesar da biomassa algal ter aumentado entre 60%

a 100%, a competição entre as cianobactérias e os restantes grupos de fitoplâncton reduziu a concentração destes últimos.

PERROUD & GOYETTE, 2010, simularam o lago Geneva, localizado na Suíça, utilizando um modelo unidimensional de turbulência $k-\varepsilon$, com o objectivo de avaliar as alterações do regime térmico do lago em função das projectadas alterações climáticas. A simulação de controlo corresponde ao período compreendido entre 1981 e 1990, e a simulação do cenário futuro, foi obtida com os resultados obtidos com o modelo climático regional HIRHAM, em função do cenário A2 do IPCC. A análise dos resultados obtidos permitiu concluir que poderá ocorrer um incremento da temperatura mensal do epilímnio e do hipolímnio, que poderá variar entre 2.3°C a 3.8°C e 2.2°C a 2.3°C, respectivamente. O aumento observado no hipolímnio corresponde a 55% a 98% do incremento mensal da temperatura do ar. Os períodos de estratificação térmica são mais prolongados e a estabilidade térmica do lago é maior.

BLUMBERG & DI TORO, 1990, simularam com um modelo hidrodinâmico e de eutrofização, as alterações que poderiam surgir na concentração de OD do lago Erie, localizado na América do Norte, em função do aquecimento climático projectado por cenários obtidos com três GCM. Os resultados obtidos indicam que poderá ocorrer uma redução máxima de 1 mg.L⁻¹ no epilímnio durante o mês de Julho e de 1 mg.L⁻¹ a 2 mg.L⁻¹ no hipolímnio.

BURN & SIMINOVIC, 1996, simularam a variação do volume da albufeira de Shellmouth, localizada na zona ocidental do Canadá, com o modelo ResQ, em função de cenários hidrológicos representativos de diferentes condições meteorológicas (ano húmido/ano seco). Estes cenários, obtidos através da correlação de diferentes variáveis meteorológicas com regimes hidrológicos observados no passado, foram a alternativa à consideração dos resultados obtidos com os GCM, em função da impossibilidade de redução da escala destes últimos. Os resultados obtidos com este estudo indicam que as alterações climáticas podem ter implicações importantes no regime de operação deste aproveitamento.

JOHNSON *et al.*, 2004, estudaram a evolução da estrutura térmica da albufeira Blue Mesa, (volume total - 1 160 hm³), localizada nos Estados Unidos da América, no estado do Colorado, em função de alterações da operação do aproveitamento e das variáveis meteorológicas. A simulação de um cenário extremo relativamente à operação da barragem, realizada com o modelo unidimensional CE-THERM, não determinou alterações significativas do regime térmico da albufeira. De acordo com os autores deste trabalho, o regime térmico parece estar mais dependente da variabilidade climática e da hidrologia do que da operação do aproveitamento.

ONI *et al.*, 2012, utilizaram o modelo HBV (precipitação-escoamento), acoplado a um modelo genérico de simulação hidrodinâmica de albufeiras, para a simulação do aproveitamento hidroeléctrico de Steephill Falls, localizado no Norte do Canadá, no rio Magpie em função dos

cenários A1B e A2 do IPCC, projectados pelo modelo Canadano de circulação geral (CGCM3), conjugados com a procura futura de electricidade prevista para o mesmo período temporal. Ambos os cenários projectam um incremento significativo dos valores de temperatura do ar, 1.7°C até 2050 e entre 2.9°C a 3.7°C para o final do século. Os resultados obtidos indicam que o aumento do caudal afluente, gerado pelas alterações climáticas, pode ser equilibrado pelo aumento do consumo de energia e do uso de água, o que poderá resultar no aumento de pressão para o ajustamento das curvas inferiores de operação, do caudal efluente de circulação natural da linha de água ou uma combinação de ambos.

3.5.3 – Integração dos modelos de simulação da temperatura da água nos modelos de simulação atmosférica global ou regional

Uma das questões mais relevantes na simulação climática e na previsão numérica do clima é a interacção entre a atmosfera e a superfície terrestre (SAMUELSSON *et al.*, 2010). Os modelos atmosféricos necessitam dos fluxos superficiais de energia como condição de fronteira dos esquemas radioactivos e de turbulência. Estes fluxos são estimados pelo modelo atmosférico através dos valores de temperatura superficial e humidade obtidos pelo modelo terrestre, onde estão incluídas as massas de água doce (KOURZENEVA, 2010).

As diferenças existentes entre as propriedades físicas e químicas (e.g. o albedo e a capacidade calorífica), que caracterizam as águas superficiais e a restante paisagem natural e urbanizada, afectam os fluxos de energia e de vapor de água, tendo por isso um efeito significativo nas condições climáticas regionais e locais (PLANK & SHUMAN, 2009; MACKAY *et al.*, 2009; DUTRA *et al.*, 2010; EEROLA *et al.*, 2010).

DOWNING *et al.*, 2006, estima que dos 3% de área terrestre superficial que se encontra coberta com água doce, aproximadamente 2/3, corresponde a lagos e albufeiras com uma área superficial inferior a 100 km². A maior parte dos modelos climáticos globais e alguns regionais não possuem uma resolução que lhes permita resolver explicitamente a interacção da atmosfera com estes sistemas pelo que a sua inclusão é usualmente parametrizada com um elevado grau de simplicidade.

Existem actualmente vários estudos realizados com o objectivo de avaliar o efeito de lagos, albufeiras e das zonas húmidas nos sistemas meteorológicos de escala sinóptica. Na grande maioria destes estudos, concluiu-se que os GCM que incluem as massas de água superficiais prevêm menores fluxos de calor por condução/convecção, maiores fluxos de calor por evaporação, e menores valores da temperatura do ar média anual, do que os GCM que não incluem estes sistemas.

BONAN, 1995, acoplou um modelo da superfície terrestre que inclui a parametrização de massas de água interiores, (lagos e pântanos), a uma versão modificada do modelo atmosférico NCAR CCM2

(National Center for Atmospheric Research Community Climate Model). As simulações foram realizadas na Região dos Grandes Lagos, na América do Norte, com e sem a parametrização das massas de água durante um período de cinco anos. Os resultados obtidos indicam que com a inclusão das massas de água, durante o mês de Julho, os valores da temperatura do ar das regiões onde estas massas de água se encontram são 2°C a 3°C inferiores aos valores obtidos no cenário de referência. Verificou-se também que a energia consumida na evaporação aumentou entre 10 $\text{W.m}^2.\text{mês}^{-1}$ e 45 $\text{W.m}^2.\text{mês}^{-1}$, e a quantidade de energia transferida por condução e convecção diminuiu aproximadamente entre 5 $\text{W.m}^2.\text{mês}^{-1}$ e 30 $\text{W.m}^2.\text{mês}^{-1}$.

DELIRE, 2002, comparou os resultados obtidos com uma simulação climática global realizada com o modelo climático CCM3 (Community Climate Model), acoplado a dois modelos da superfície terrestre, IBIS (Integrated Biosphere Simulator) e LSM (Land Surface Model). O modelo LSM inclui a parametrização simplificada de lagos e de zonas húmidas. Os resultados obtidos indicam que os valores de temperatura média anual obtidos com o modelo IBIS, que não inclui a parametrização das águas interiores, é 1.7°C superior aos valores obtidos com o modelo LSM, e 0.5°C superior aos valores observados. A utilização do modelo LSM permitiu assim concluir que a presença de lagos e de zonas húmidas pode ser responsável por cerca de metade da diferença da temperatura observada no Verão, sobre a região de lagos e de zonas húmidas localizadas em latitudes médias, que se obteve com o modelo IBIS.

NAGARAJAN *et al.*, 2004, avaliaram o efeito de pequenas massas de água, localizadas na bacia hidrográfica do rio MacKenzie, sobre o balanço de energia e de água na atmosfera. As simulações realizadas com e sem lagos foram realizadas com o modelo MC2 (Canadian mesoscale compressible community model), tendo sido utilizada uma malha com 100 km^2 , e uma resolução máxima de 100 m. Os resultados obtidos indicam que na presença de lagos o fluxo de energia transferida por condução e convecção, em 2 Junho de 1999 e em 8 de Junho de 1999, diminuiu, 9.3% e 6.6%, respectivamente. O fluxo de energia transferida por evaporação aumentou, 18.2% e 81.5%. Sem a presença de lagos o vento teve um efeito significativo sobre o fluxo de energia transferida por evaporação. Com a presença de lagos, este fluxo passa a ser controlado pela humidade disponibilizada e pela estabilidade da camada atmosférica. Os resultados obtidos permitiram também concluir que, na presença de lagos, o aquecimento e arrefecimento ocorrem até aos 100 m de altitude.

ROUSE *et al.*, 2005, num estudo realizado no vale do rio Mackenzie, localizado na região Oeste do Canadá, concluiu que numa região em que as águas interiores ocupam 37% do total da área a capacidade de armazenamento de energia é quatro vezes superior ao valor obtido para áreas que não possuem massas de água. O fluxo de energia correspondente à evaporação é superior em 32% e o fluxo de energia gerado por condução e convecção é 19% inferior.

KRINNER, 2003, utilizou um modelo atmosférico que incluiu um módulo desenvolvido para simular lagos baseado nos modelos desenvolvidos por HENDERSON-SELLERS, 1986 e HOSTETLER &

BONAN, 1995. Acoplado ao modelo de circulação geral, o modelo de simulação de lagos permitiu obter resultados razoáveis relativamente aos períodos de congelação superficial das massas de água. Os resultados obtidos permitiram concluir que os lagos e as zonas húmidas arrefecem a região boreal durante os meses de Verão, e têm também um efeito significativo no aumento da humidade na atmosfera, mais evidente quando se consideram as zonas húmidas.

Os resultados obtidos num estudo mais recente realizado por SAMUELSSON *et al.*, 2010, revelam que a dimensão da grelha de simulação do modelo climático, relativamente à dimensão da área superficial do lago e à sua profundidade média, podem determinar diferenças significativas no efeito que as águas interiores podem determinar nos resultados de simulação obtidos, que contrariam o evidente arrefecimento demonstrado em vários estudos *e.g.* BATES *et al.*, 1995; BONAN, 1995; DELIRE, 2002; KRINNER, 2003, NAGARAJAN *et al.*, 2004

SAMUELSSON *et al.*, 2010, avaliaram o potencial efeito de lagos no clima Europeu através da análise de uma série de 30 anos de valores meteorológicos, obtida com um modelo climático regional, em que substituíram as áreas correspondentes a massas de água por áreas com solo terrestre. Os resultados obtidos para a camada superficial de 2 m de altura indicam que os lagos induzem um arrefecimento climático na Europa durante todas as estações do ano. Os efeitos mais evidentes surgem durante o Outono e o Inverno no Sul da Finlândia e na Rússia Ocidental, tendo-se observado um incremento de 1°C. Os resultados obtidos por SAMUELSSON *et al.*, 2010, suportam os resultados obtidos por KRINNER, 2003, que prevê um arrefecimento no Verão induzido pelos lagos, apenas quando se consideram os meses mais quentes e uma grelha de simulação menor do que a área superficial do lago. A profundidade média da maior parte dos lagos Europeus é menor do que o valor considerado por KRINNER, 2003, para todos os lagos que simulou, 50 m e como a área superficial é também geralmente menor do que o domínio da grelha dos modelos regionais, então o arrefecimento deverá ser menos pronunciado.

LJUNGEMYR *et al.*, 1996, parametrizam a temperatura da água e a espessura de lagos num modelo atmosférico, HIRLAM (High Resolution Limited Area Model), utilizado pelo Instituto Sueco de Meteorologia e Hidrologia. O modelo utilizado para a simulação de lagos baseia-se no princípio da conservação de energia, e conceptualiza cada lago numa única camada de mistura completa, cuja profundidade é representada pela profundidade média. Um teste de sensibilidade revelou a existência de uma grande variabilidade interanual da época de congelamento superficial dos lagos, que evidencia a necessidade de incluir a parametrização dos lagos nestes sistemas de simulação. Os resultados obtidos indicam também que o efeito da consideração dos lagos pode determinar uma variação significativa da temperatura do ar, que pode atingir vários graus Celsius próximo da superfície terrestre.

Independentemente das incertezas ainda existentes sobre o potencial efeito das massas de água doce no sistema climático, a sua inclusão nos sistemas de modelação climática é inevitável a curto e

médio prazo, sendo por isso necessário evoluir os modelos matemáticos existentes. A escolha do tipo de modelo a acoplar aos GCM tem recaído nos modelos unidimensionais, em função da rápida velocidade de processamento que lhes é inerente, e da capacidade que usualmente têm em representar com rigor as variações sazonais e interanuais do regime térmico das massas de água.

Estes modelos unidimensionais são usualmente de dois tipos: de difusão turbulenta, (considerando a formulação de HENDERSEN-SELLERS, 1995, ou utilizando um modelo de turbulência $k-\varepsilon$), e de mistura completa (“bulk mixed-layer model”), e.g. MIRONOV, 2008, sendo que o primeiro tipo de modelo é o mais utilizado (MACKAY *et al.*, 2009). O modelo unidimensional de difusão turbulenta desenvolvido por HOSTETLER & BARTLEIN, 1990, com o objectivo de avaliar a variação sazonal da temperatura e da evaporação de lagos tem sido acoplado a vários modelos climáticos regionais. BATES *et al.*, 1995, acoplou este modelo a um modelo climático regional, com o objectivo de simular durante um período de dois anos a região dos grandes lagos na América do Norte, tendo simulado, um total de cinco lagos. Os resultados obtidos indicam que os valores de temperatura do ar obtidos com o modelo climático são inferiores aos valores observados nas estações meteorológicas. Os valores de precipitação nos meses mais frios são bem simulados, mas nos meses mais quentes são sobrestimados entre 10% a 50%. Os valores da temperatura superficial da água dos lagos são de uma forma geral bem simulados.

SMALL *et al.*, 1999, acoplou o referido modelo a um modelo climático regional (RegCM2), com o objectivo de simular a bacia hidrográfica do mar de Aral, localizado na Ásia Central. Os resultados obtidos indicam que os valores de temperatura do ar são bem simulados durante todo o período de simulação, com excepção da Primavera e do Outono, em que os valores obtidos são inferiores aos valores observados. Os valores de precipitação obtidos com o modelo para a periferia do mar de Aral são muito elevados durante os meses de Verão e de Outono mas, por outro lado, os valores da temperatura superficial da água e a evaporação são bem simulados. Os resultados deste estudo indicam, também, que a simulação isolada desta massa de água não permitiria obter resultados tão consistentes como os que foram obtidos com o modelo unidimensional acoplado ao modelo climático regional.

DUTRA *et al.*, 2010, incorporaram o modelo unidimensional de duas camadas Flake (MIRONOV, 2008), utilizado para a simulação de lagos, no modelo de simulação da superfície terrestre (HTSSEL), do Centro Europeu para Previsões Meteorológicas de médio-alcance (ECMWF), com o objectivo de avaliar a performance do modelo em diferentes condições climáticas, bem como para analisar o balanço superficial de energia. O modelo foi forçado com a reanálise ECMWF, ERA – Interim (1989-2005) e radiação superficial para todo o globo. Os resultados obtidos revelam alterações no armazenamento de energia na superfície terrestre e na partição de fluxos de energia nas regiões equatoriais e de latitudes elevadas, tendo sido observado um incremento do fluxo de energia transferida por evaporação e uma redução do fluxo de energia resultante da condução e convecção.

EEROLA *et al.*, 2010, avaliaram o efeito da temperatura da água e da cobertura de gelo de lagos no modelo de previsão meteorológica, HIRLAM. A metodologia utilizada consistiu em conceptualizar os lagos de três formas distintas, através da utilização de dados climáticos, da inclusão de valores de temperatura da água observados nos lagos, e em parametrizar os lagos com o modelo unidimensional Flake (MIRONOV, 2008). Os resultados obtidos indicam que os três métodos determinam diferentes valores de temperatura do ar e de cobertura de gelo, que se restringem nos três casos à camada atmosférica superficial que se localiza sobre os lagos.

MIRONOV *et al.*, 2010, implementaram o modelo unidimensional de simulação do regime térmico de lagos, Flake (MIRONOV, 2008) no modelo numérico de previsão meteorológica, COSMO. Os resultados obtidos permitiram concluir que a conjugação dos dois modelos diminuiu a sobrestimação dos valores da temperatura superficial dos lagos, que ocorre durante os meses de Inverno, e que é usualmente obtida com a rotina “COSMO surface sea water temperature analysis”.

O modelo Flake foi também acoplado ao esquema de previsão meteorológica Surfex, e validado na Albufeira de Alqueva, localizada em Portugal continental (SALGADO *et al.*, 2010) e no lago Balaton, localizado na Hungria, neste último caso acoplado ao modelo ALADIN (VÖRÖS *et al.*, 2010). Em ambos os casos os valores obtidos à superfície das massas de água são razoáveis, apesar de em alguns períodos se verificarem diferenças significativas, que no caso da albufeira de Alqueva, chegam a atingir 5°C. Em profundidade, e também em ambos os estudos, verifica-se que o modelo não simula correctamente a temperatura da água e a estratificação térmica.

O maior desafio inerente à parametrização de lagos e albufeiras na modelação atmosférica resulta da necessidade de simular todas as massas de água, localizadas no domínio do modelo climático, em simultâneo. As principais dificuldades inerentes à conjugação destes dois sistemas de simulação resultam da dificuldade existente em obter os parâmetros que têm mais influência na temperatura superficial das massas de água. De acordo com alguns estudos de sensibilidade realizados com o modelo Flake, a profundidade das massas de água é o parâmetro mais importante na definição do regime térmico destes sistemas (KOURZENEVA, 2010; BALSAMO *et al.*, 2010; DUTRA *et al.*, 2010). Em alguns estudos tem sido utilizada a profundidade média das massas de água, *e.g.* KOURZENEVA & BRASLAVSKY, 2005; KRINNER, 2003, nas simulações realizadas em lagos pouco profundos e em lagos de elevada dimensão, sendo que para estes últimos é manifestamente insuficiente a utilização desta aproximação para uma correcta simulação do seu regime térmico. Existem também estudos que utilizam uma profundidade constante para todos os lagos *e.g.* BONAN, 1995; DUTRA *et al.*, 2010, SAMUELSSON *et al.*, 2010, o que também pode resultar em diferenças importantes na temperatura superficial. DUTRA *et al.*, 2010, utilizaram três profundidades constantes, tendo concluído que o erro associado (RME), aumentava com a profundidade. De acordo com este estudo, os lagos mais profundos acumulavam mais energia do que os menos profundos, quando expostos às mesmas condições meteorológicas.

BALSAMO *et al.*, 2010, definiram uma metodologia para estimar a profundidade efectiva de lagos, baseada no ajustamento da profundidade com o objectivo de minimizar a diferença entre os valores de temperatura da água simulados e os valores obtidos para o mesmo parâmetro com o sensor NASA MODIS, que se encontra no satélite Terra. Os resultados obtidos para 47 lagos Europeus indicam que existe uma convergência de resultados para uma profundidade efectiva média de 25 m, um valor muito próximo da profundidade real da maioria dos lagos considerados. Este estudo permitiu também concluir que a temperatura superficial dos lagos é muito sensível à profundidade, nomeadamente em lagos cuja profundidade varia entre 10 m e 70 m.

Uma outra dificuldade inerente à conjugação destes dois sistemas de simulação resulta da necessidade de estabelecer as condições iniciais de simulação das massas de água, que no caso do modelo FLake são a temperatura da camada de mistura completa, a temperatura média da água, a profundidade da camada de mistura completa, a temperatura do fundo, e o factor de forma (KOURZENEVA, 2010). A solução utilizada para a obtenção de um perfil inicial dos valores de temperatura da água consiste na geração de uma solução anual perpétua (KOURZENEVA, 2010; BALSAMO *et al.*, 2010; MIRONOV *et al.*, 2010). Esta solução consiste em repetir uma simulação anual forçada com a mesma meteorologia até que se atinja um estado de equilíbrio em que mais uma simulação não alterará as variáveis do modelo.

CAPÍTULO 4 – MODELOS DE SIMULAÇÃO DA QUALIDADE DA ÁGUA

4.1 – INTRODUÇÃO

Em função dos objectivos que se pretende atingir com o desenvolvimento da presente Dissertação, optou-se pela utilização de dois modelos de simulação: um modelo unidimensional, desenvolvido especificamente para este trabalho; e o modelo bidimensional CE-QUAL-W2, na sua versão 3.6 (COLE & WELLS, 2011).

Ambos os modelos utilizam equações de advecção-difusão, resultantes da homogeneização de dimensões da equação tridimensional de advecção-difusão (equação 4.1).

$$\frac{\partial T}{\partial t} + \frac{\partial uT}{\partial x} + \frac{\partial vT}{\partial y} + \frac{\partial wT}{\partial z} = -\frac{\partial}{\partial x}(Q_x) - \frac{\partial}{\partial y}(Q_y) - \frac{\partial}{\partial z}(Q_z) \quad (4.1)$$

em que:

T - temperatura da água;

u, v, w - velocidade da água, na direcção x, y, z ;

Q - fluxo de calor.

Os valores de temperatura/constituente e as velocidades podem ser expressas por um valor médio e por um termo correspondente ao desvio desse mesmo valor (equações 4.2, 4.3 e 4.4).

$$T = T_l + T_l' \quad (4.2)$$

$$u = u_l + u_l' \quad (4.3)$$

$$w = w_l + w_l' \quad (4.4)$$

em que:

T_l - temperatura da água lateralmente homogeneizada;

T_l' - desvio de T , em qualquer ponto da coluna de água;

u_l', w_l' - desvio de u_l, w_l , em qualquer ponto da coluna de água.

As equações 4.5 e 4.6, traduzem a homogeneização lateral dos valores de temperatura/constituente e das velocidades, de acordo com as direcções x, y , e z .

$$T_l = \frac{1}{l} \int_0^l T dy \quad (4.5)$$

em que:

l - largura da massa de água, (m).

$$u_l, w_l = \int_0^l u dy, \int_0^l w dy \quad (4.6)$$

Substituindo-se as expressões anteriores na equação 4.1 obtém-se a expressão 4.7

$$\frac{\partial T_l}{\partial t} + \frac{\partial u_l T_l}{\partial x} + \frac{\partial w_l T_l}{\partial z} = -\frac{\partial}{\partial x} \int_0^l Q_x + u_l' T_l' dy - \frac{\partial}{\partial z} \int_0^l Q_z + w_l' T_l' dz \quad (4.7)$$

Os fluxos de difusão podem ser expressos em função do gradiente de temperatura/constituente, lateralmente homogêneo, e dos coeficientes de difusão turbulenta (equações 4.8 e 4.9):

$$Q_x = -K_{xx} \frac{\partial T_l}{\partial x} - K_{xz} \frac{\partial T_l}{\partial z} \quad (4.8)$$

$$Q_z = -K_{zx} \frac{\partial T_l}{\partial x} - K_{zz} \frac{\partial T_l}{\partial z} \quad (4.9)$$

em que:

$K_{xx}, K_{xz}, K_{zz}, K_{zx}$ - coeficientes de difusão turbulenta.

A mesma analogia pode ser realizada relativamente ao transporte horizontal, que se pode expressar em função dos coeficientes de viscosidade, $E_{xx}, E_{xz}, E_{zx}, E_{zz}$, obtendo-se as seguintes expressões:

$$u_l' T_l' = -E_{xx} \frac{\partial T_l}{\partial x} - E_{xz} \frac{\partial T_l}{\partial z} \quad (4.10)$$

$$w_l' T_l' = -E_{zx} \frac{\partial T_l}{\partial x} - E_{zz} \frac{\partial T_l}{\partial z} \quad (4.11)$$

Após a conjugação das equações 4.8, 4.9, 4.10 e 4.11, obtém-se a forma final da equação bidimensional lateralmente homogênea:

$$\frac{\partial T_l}{\partial t} + \frac{\partial u_l T_l}{\partial x} + \frac{\partial w_l T_l}{\partial z} = \frac{\partial}{\partial x} \left(D_{xx} l \frac{\partial T_l}{\partial x} + D_{xz} l \frac{\partial T_l}{\partial z} \right) + \frac{\partial}{\partial x} \left(D_{xz} l \frac{\partial T_l}{\partial x} + D_{zz} l \frac{\partial T_l}{\partial z} \right) \quad (4.12)$$

em que:

D_{xx}, D_{xz}, D_{zz} - coeficientes de dispersão.

Para a obtenção da equação unidimensional (equação 4.13), é necessário homogeneizar a equação, 4.11, segundo a direcção x, que corresponde ao comprimento da massa de água.

$$\frac{\partial T}{\partial t} + \frac{\partial w T}{\partial z} = \frac{\partial}{\partial z} \left(D(z) \frac{\partial T}{\partial z} \right) \quad (4.13)$$

em que:

$D(z)$ - coeficiente de difusão efectiva (difusão turbulenta+ difusão molecular);

No caso de um lago profundo como as velocidade verticais são reduzidas durante quase todo o ano, é usual verificar-se a existência de uma homogeneização horizontal, por este facto o termo

correspondente à advecção da equação 4.13, $\frac{\partial w T}{\partial z}$ é usualmente retirado da equação, que assim

toma a seguinte forma:

$$\frac{\partial \bar{T}}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left(D(z) \frac{\partial \bar{T}}{\partial z} \right) + f \quad (4.14)$$

em que:

f - fonte de energia.

Se se integrar a equação 4.14, sobre a área transversal de um lago (equação 4.15) obtém-se a expressão 4.16:

$$\int_s \frac{\partial \bar{T}}{\partial t} dx dy = \int_s \frac{\partial}{\partial z} \left(K(z) \frac{\partial \bar{T}}{\partial z} \right) dx dy + \int_s f dx dy \quad (4.15)$$

$$\frac{\partial \bar{T}}{\partial t} = \frac{1}{A(z)} \frac{\partial}{\partial z} \left(A(z) K(z) \frac{\partial \bar{T}}{\partial z} \right) + f \quad (4.16)$$

em que:

$A(z)$ - área transversal do lago à profundidade z .

4.2 – MODELO UNIDIMENSIONAL

4.2.1 – Introdução

O modelo unidimensional foi utilizado para simular a temperatura da água de 24 massas de água, localizadas em Portugal continental, tendo os resultados sido comparados com simulações realizadas com o modelo CE-QUAL-W2. A versão modificada da parametrização da difusividade turbulenta vertical foi utilizada em simulações realizadas em cinco das albufeiras nacionais de maior volume: Aguieira, Alto-Lindoso, Alto Rabagão, Cabril e Castelo do Bode.

4.2.2 – Formulação geral do modelo

A equação que governa a difusão vertical turbulenta de energia baseia-se na equação de difusão definida por HOSTETLER & BARTLEIN, 1990, equação 4.17:

$$\frac{\partial T}{\partial t} = \frac{1}{A(z)} \frac{\partial}{\partial z} \left(A(z) [k_m + K(z, t)] \frac{\partial T}{\partial z} \right) + \frac{1}{A(z)} \frac{1}{C_w} \frac{\partial \Phi A(z)}{\partial z} \quad (4.17)$$

em que:

T - temperatura da água, (°C);

t - tempo, (dias);

A - área, (m²);

z - profundidade, (m);

k_m - coeficiente de difusividade molecular vertical, (m².dia⁻¹);

$K(z, t)$ - coeficiente de difusividade turbulenta vertical, (m².dia⁻¹);

C_w - calor específico da água, (cal.g⁻¹.°C⁻¹);

Φ - fonte de energia, (cal.m⁻²).

Admitindo-se que a radiação solar incidente é absorvida na camada superficial da massa de água, a equação 4.17 pode descrever-se da seguinte forma:

$$\frac{\partial T}{\partial t} = \frac{1}{A(z)} \frac{\partial}{\partial z} \left(A(z) [k_m + K(z, t)] \frac{\partial T}{\partial z} \right) \quad (4.18)$$

Com a condição de fronteira à superfície, ($z=0$), definida através do método da temperatura de equilíbrio, descrito no Capítulo 2:

$$k_m + K(z,t) \frac{\partial T}{\partial z} = - \frac{q_n}{c_p \rho_0} = K(T_e - T_{ag}) \quad (4.19)$$

k_m - coeficiente de difusividade molecular vertical, ($\text{m}^2.\text{dia}^{-1}$);

$K(z,t)$ - coeficiente de difusividade turbulenta vertical, ($\text{m}^2.\text{dia}^{-1}$);

T - temperatura da água, ($^{\circ}\text{C}$);

z - profundidade, (m);

q_n - radiação útil, ($\text{cal}.\text{m}^{-2}.\text{dia}^{-1}$);

C_w - Calor específico da água, ($\text{cal}.\text{g}^{-1}.\text{^{\circ}C}^{-1}$);

ρ - massa específica da água, ($\text{kg}.\text{m}^{-3}$);

T_e - temperatura de equilíbrio, ($^{\circ}\text{C}$);

K - coeficiente global para a troca de energia na superfície, ($\text{cal}.\text{m}^{-2}.\text{dia}^{-1}.\text{^{\circ}C}^{-1}$).

e com a condição de fronteira no fundo da massa de água, $z=H$ (profundidade máxima):

$$k_m + K(z,t) \frac{\partial T}{\partial z} = 0 \quad (4.20)$$

Admitindo-se a igualdade que se pode observar na equação 4.21, e utilizando-se a aproximação de Crank-Nicolson, obtém-se a equação 4.22:

$$\frac{\partial}{\partial z} \left(A(z) K(z) \frac{\partial T}{\partial z} \right) = \frac{\partial}{\partial z} \left(D(z) \frac{\partial T}{\partial z} \right) \quad (4.21)$$

$$\frac{\partial}{\partial z} \left(D(z) \frac{\partial T}{\partial z} \right) = \frac{1}{\Delta z} \left(D_{i+\frac{1}{2}} \frac{T_{i+1} - T_i}{\Delta z} - D_{i-\frac{1}{2}} \frac{T_i - T_{i-1}}{\Delta z} \right) \quad (4.22)$$

em que:

i - variação no espaço;

$$D_{i+\frac{1}{2}} = \frac{D_{i+1} + D_i}{2} \quad (4.23)$$

e

$$D_{i-\frac{1}{2}} = \frac{D_i + D_{i-1}}{2} \quad (4.24)$$

A variação da temperatura com o tempo é aproximada por uma diferença progressiva finita:

$$\frac{\partial T}{\partial t} = \frac{T_{i,j+1} - T_{i,j}}{\Delta t} \quad (4.25)$$

em que:

j - variação no tempo;

ΔT - intervalo de tempo, (s).

A área superficial da massa de água, $A(z)$, é discretizada, através da média aritmética das áreas superficiais em cada um dos intervalos de tempo.

$$A(z) = \frac{A_{i,j+1} + A_{i,j}}{2} \quad (4.26)$$

Substituindo as equações anteriores na equação 4.18 obtém-se:

$$\begin{aligned} \frac{T_{i,j+1} - T_{i,j}}{\Delta t} = & \frac{1}{\frac{A_{i,j+1} + A_{i,j}}{2}} \frac{1}{2\Delta z} \left[\left(\frac{D_{i+1,j+1} + D_{i,j+1}}{2} \frac{T_{i+1,j+1} + T_{i,j+1}}{\Delta z} - \frac{D_{i,j+1} + D_{i-1,j+1}}{2} \frac{T_{i,j+1} + T_{i-1,j+1}}{\Delta z} \right) \right] + \\ & + \left(\frac{D_{i+1,j} + D_{i,j}}{2} \frac{T_{i+1,j} - T_{i,j}}{\Delta z} - \frac{D_{i,j} + D_{i-1,j}}{2} \frac{T_{i,j} + T_{i-1,j}}{\Delta z} \right) \end{aligned} \quad (4.27)$$

Colocando em evidência as parcelas correspondentes à temperatura da água obtém-se:

$$\begin{aligned} \frac{T_{i,j+1} - T_{i,j}}{\Delta t} = & \frac{1}{\frac{A_{i,j+1} + A_{i,j}}{2}} \frac{1}{4\Delta z^2} \left[T_{i+1,j+1} (D_{i+1,j+1} + D_{i,j+1}) - T_{i,j+1} (D_{i+1,j+1} + 2D_{i,j+1} + D_{i-1,j+1}) + \right. \\ & \left. + T_{i-1,j+1} (D_{i,j+1} + D_{i-1,j+1}) \right] + \left[T_{i+1,j} (D_{i+1,j} + D_{i,j}) - T_{i,j} (D_{i+1,j} + 2D_{i,j} + D_{i-1,j}) + T_{i-1,j} (D_{i,j} + D_{i-1,j}) \right] \end{aligned} \quad (4.28)$$

Para simplificar a expressão anterior, assume-se que:

$$D_{i+1}^* = [T_{i+1,j+1}(D_{i+1,j+1} + D_{i,j+1}) - T_{i,j+1}(D_{i+1,j+1} + 2D_{i,j+1} + D_{i-1,j+1}) + T_{i-1,j+1}(D_{i,j+1} + D_{i-1,j+1})] \quad (4.29)$$

e

$$D_i^* = [T_{i+1,j}(D_{i+1,j} + D_{i,j}) - T_{i,j}(D_{i+1,j} + 2D_{i,j} + D_{i-1,j}) + T_{i-1,j}(D_{i,j} + D_{i-1,j})] \quad (4.30)$$

Obtendo-se assim a equação 4.31:

$$T_{i,j+1} - T_{i,j} = \frac{1}{A_{i,j+1} + A_{i,j}} \frac{\Delta t}{2\Delta z^2} (D_{i+1}^* + D_i^*) \quad (4.31)$$

Com a substituição dos termos 4.32 e 4.33, na equação, 4.31, obtém-se a equação 4.34:

$$\Phi = \frac{\Delta t}{2\Delta z^2} \quad (4.32)$$

e

$$\Theta_i = \frac{1}{A_{i,j+1} + A_{i,j}} \quad (4.33)$$

$$T_{i,j+1} - \Theta_i \Phi D_{i+1}^* = T_{i,j} + \Theta_i \Phi D_i^* \quad (4.34)$$

Substituindo-se os termos D_i^* e D_{i+1}^* , na expressão anterior obtém-se:

$$T_{i,j+1} - \Theta_i \Phi T_{i+1,j+1}(D_{i+1,j+1} + D_{i,j+1}) + \Theta_i \Phi T_{i,j+1}(D_{i+1,j+1} + 2D_{i,j+1} + D_{i-1,j+1}) - \Theta_i \Phi T_{i-1,j+1}(D_{i,j+1} + D_{i-1,j+1}) = \\ T_{i,j} - \Theta_i \Phi T_{i+1,j}(D_{i+1,j} + D_{i,j}) - \Theta_i \Phi T_{i,j}(D_{i+1,j} + 2D_{i,j} + D_{i-1,j}) - \Theta_i \Phi T_{i-1,j}(D_{i,j} + D_{i-1,j}) \quad (4.35)$$

Colocando os termos relativos à temperatura em evidência obtém-se:

$$-\Theta_i \Phi T_{i+1,j+1}(D_{i+1,j+1} + D_{i,j+1}) + T_{i,j+1}[1 + \Theta_i \Phi(D_{i+1,j+1} + 2D_{i,j+1} + D_{i-1,j+1})] - \Theta_i \Phi T_{i-1,j+1}(D_{i,j+1} + D_{i-1,j+1}) = \\ \Theta_i \Phi T_{i+1,j}(D_{i+1,j} + D_{i,j}) + T_{i,j}[1 - \Theta_i \Phi(D_{i+1,j} + 2D_{i,j} + D_{i-1,j})] + \Theta_i \Phi T_{i-1,j}(D_{i,j} + D_{i-1,j}) \quad (4.36)$$

Reescrevendo-se a equação anterior sobre a forma da expressão 4.37:

$$a_i T_{i-1,j+1} + b_i T_{i,j+1} + c_i T_{i+1,j+1} = d_{i,j} \quad (4.37)$$

Obtém-se:

$$a_i = \Theta_i \Phi (D_{i,j+1} + D_{i-1,j+1}) \quad (4.38)$$

$$b_i = 1 + \Theta_i \Phi(D_{i+1,j+1} + 2D_{i,n+1}D_{i-1,j+1}) \quad (4.39)$$

$$b_i = 1 + \Theta_i \Phi(D_{i+1,j+1} + 2D_{i,n+1}D_{i-1,j+1}) \quad (4.40)$$

$$d_{i,j} = \Theta_i \Phi T_{i-1,j} (D_{i-1,j} + D_{i,j}) + \Theta_i \Phi T_{i+1,j} (D_{i+1,j} + D_{i,j}) + T_{i,j} [1 - \Theta_i \Phi(D_{i+1,j} + 2D_{i,j} + D_{i-1,j})] \quad (4.41)$$

Considerando-se a condição de fronteira à superfície, em que $z=0$ (equação 4.19), obtém-se a seguinte discretização para a equação: O ponto T_{-1} , corresponde à camada fictícia que antecede a camada superficial da massa de água e que é definido da seguinte forma, para os instantes, j e $j+1$:

$$T_{-1,j} = \frac{2k(T_e - T_{ag})_j}{K_{0,j}} \Delta z + T_1 \quad (4.42)$$

e

$$T_{-1,j+1} = \frac{2k(T_e - T_{ag})_{j+1}}{K_{0,j+1}} \Delta z + T_1 \quad (4.43)$$

Rescrevendo a equação 4.36 para o ponto $i=0$, obtém-se:

$$-\Theta_0 \Phi T_{1,j+1} (D_{1,j+1} + D_{0,j+1}) + T_{0,j+1} [1 + \Theta_0 \Phi(D_{1,j+1} + 2D_{0,j+1} + D_{-1,j+1})] - \Theta_0 \Phi T_{-1,j+1} (D_{0,j+1} + D_{-1,j+1}) = \\ \Theta_0 \Phi T_{1,j} (D_{1,j} + D_{0,j}) + T_{0,j} [1 - \Theta_0 \Phi(D_{1,j} + 2D_{0,j} + D_{-1,j})] + \Theta_0 \Phi T_{-1,j} (D_{0,j} + D_{-1,j}) \quad (4.44)$$

Substituindo-se $T_{-1,j}$ e $T_{-1,j+1}$, obtém-se:

$$\left(\frac{2k(T_e - T_{ag})_{j+1}}{K_{0,j+1}} \Delta z + T_1 \right) \Theta_0 \Phi(D_{1,j+1} + D_{0,j+1}) - \Theta_0 \Phi T_{1,j+1} (D_{-1,j+1} + D_{0,j+1}) + T_{0,j+1} + \\ + T_{0,j+1} [1 + \Theta_0 \Phi(D_{1,j+1} + 2D_{0,j+1} + D_{-1,j+1})] - \Theta_0 \Phi T_{-1,j+1} (D_{0,j+1} + D_{-1,j+1}) = \\ = \left(\frac{2k(T_e - T_{ag})_j}{K_{0,j}} \Delta z + T_1 \right) \Theta_0 \Phi(D_{-1,j} + D_{0,j}) + \Theta_0 \Phi T_{1,j} (D_{0,j} + D_{-1,j}) + T_{0,j} [1 - \Theta_0 \Phi(D_{1,j} + 2D_{0,j} + D_{-1,j})] + \\ + \Theta_0 \Phi T_{-1,j} (D_{0,j} + D_{-1,j}) \quad (4.45)$$

Para a camada superficial de acordo com o algoritmo de Thomas, $a_0 = 0$, o sistema de equações lineares tem a seguinte forma:

$$b_0 T_{0,j+1} + c_0 T_{1,j+1} = d_{0,j} \quad (4.46)$$

Os coeficientes do sistema de equações são:

$$b_0 = 1 + \Theta_0 \Phi(D_{1,j+1} + 2D_{0,j+1} + D_{-1,j+1}) \quad (4.47)$$

$$c_0 = -\Theta_0 \Phi(D_{1,j+1} + 2D_{0,j+1} + D_{-1,j+1}) \quad (4.48)$$

$$d_{i,j} = T_{0,j} \left[1 - \Theta_0 \Phi(D_{1,j} + 2D_{0,j} + D_{-1,j}) \right] + \Theta_0 \Phi T_{1,j} (D_{1,j} + 2D_{0,j} + D_{-1,j}) + \\ + \left(\frac{2k(T_e - T_{ag})_{j+1}}{K_{0,j+1}} \Delta z + T_1 \right) \Theta_0 \Phi(D_{1,j+1} + D_{0,j+1}) + \left(\frac{2k(T_e - T_{ag})_{j+1}}{K_{0,j+1}} \Delta z + T_1 \right) \Theta_0 \Phi(D_{-1,j} + D_{0,j}) \quad (4.49)$$

Para o fundo da massa de água, obtém-se a seguinte discretização para a condição de fronteira,

$k_m + K(z, t) \frac{\partial T}{\partial z} = 0$, para $z=H$: Admitindo-se que o valor de temperatura do ponto $N+1$ correspondente a uma camada fictícia posterior à última camada da massa de água é igual a esta última:

$$T_{N+1,j} = T_{N-1,j} \quad (4.50)$$

e rescrevendo-se a equação 4.36 para o ponto $i=N$, obtém-se:

$$-\Theta_N \Phi T_{N,j+1} (D_{N+1,j+1} + D_{N,j+1}) + T_{N,j+1} \left[1 + \Theta_N \Phi(D_{N+1,j+1} + 2D_{N,j+1} + D_{N-1,j+1}) \right] - \\ - \Theta_N \Phi T_{N-1,j+1} (D_{N,j+1} + D_{N-1,j+1}) = \Theta_N \Phi T_{N+1,j} (D_{N+1,j} + D_{N,j}) + T_{N,j} \left[1 - \Theta_N \Phi(D_{N+1,j} + 2D_{N,j} + D_{N-1,j}) \right] + \\ + \Theta_N \Phi T_{N-1,j} (D_{N,j} + D_{N-1,j}) \quad (4.51)$$

Substituindo-se $T_{N+1,j} = T_{N-1,j}$, na equação anterior obtém-se:

$$-\Theta_N \Phi T_{N-1,j+1} (D_{N+1,j+1} + 2D_{N,j+1} + D_{N-1,j+1}) + T_{N,j+1} \left[1 + \Theta_N \Phi(D_{N+1,j+1} + 2D_{N,j+1} + D_{N-1,j+1}) \right] = \\ = \Theta_N \Phi T_{N-1,j} (D_{N+1,j} + 2D_{N,j} + D_{N-1,j}) + T_{N,j} \left[1 - \Theta_N \Phi(D_{N+1,j} + 2D_{N,j} + D_{N-1,j}) \right] \quad (4.52)$$

Para a camada mais profunda da massa de água, $c_N = 0$ o sistema de equações lineares tem a seguinte forma:

$$a_N T_{N-1,j+1} + b_N T_{N,j+1} + c_N T_{N+1,j+1} = d_{N,j} \quad (4.53)$$

Os coeficientes do sistema de equações são:

$$a_N = -\Theta_N \Phi(D_{N+1,j+1} + 2D_{N,j+1} D_{N-1,j+1}) \quad (4.54)$$

$$b_N = 1 + \Theta_N \Phi(D_{N+1,j+1} + 2D_{N,j+1} D_{N-1,j+1}) \quad (4.55)$$

$$d_{N,j} = \Theta_N \Phi T_{N-1,j} (D_{N,j+1} + 2D_{N,j} + D_{N,j-1}) + T_{N,j} [1 - \Theta_N \Phi(D_{N+1,j} + 2D_{N,j} + D_{N-1,j})] \quad (4.56)$$

A densidade da água, ρ é estimada através da temperatura da água, de acordo com a seguinte equação (HEGGEN, 1983 *in* HOSTELER & BARTLEIN, 1990):

$$\rho = (1 - 1.9549 \times 10^{-5} \times |T_{ag} - 277|^{1.68}) \times 10^3 \quad (4.57)$$

A instabilidade que surge na evolução em profundidade da temperatura da água resultante do processo de mistura por convecção é ultrapassada através do cálculo da média ponderada, entre a temperatura e a área de cada camada instável, considerando-se os pontos em que ocorre um gradiente negativo. A implementação em linguagem “Python” da sub-rotina que permite corrigir o perfil instável, baseia-se no algoritmo desenvolvido em linguagem “C”, por CANCELLI, 2006.

Na Figura 4.1 pode observar-se um perfil de valores temperatura da água com três pontos de instabilidade e o novo perfil corrigido.

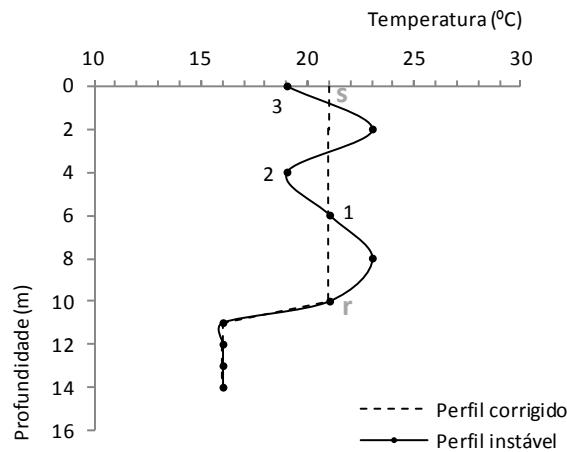


Figura 4.1 - Correção da instabilidade resultante do processo de mistura por convecção

O valor de temperatura da água que permitiu estabilizar o perfil que se pode observar na Figura 4.1, foi obtido através da equação 4.58.

$$T_m = \frac{\sum_{i=s}^{r-1} T_i A_i}{\sum_{i=s}^{r-1} A_i} \quad (4.58)$$

em que:

T_m - valor médio de temperatura da água, (°C);

T_i - valor de temperatura da água de cada camada, (°C);

A_i - área de cada camada, (m²).

Após a estabilização do perfil entre os pontos s e r, verificou-se se a energia é conservada através da equação 4.59 (CANCELLI, 2006):

$$\frac{\sum_{i=s}^{r-1} T_m A_i}{\sum_{i=s}^{r-1} T_i A_i} = 1 \quad (4.59)$$

A difusividade turbulenta vertical foi parametrizada através da equação 4.60 (SUNDARAM & REHM, 1972):

$$K_z(z, t) = K_0 (1 + \sigma R_i)^{-n}, \quad (4.60)$$

em que:

K_z - difusividade turbulenta vertical, quando ocorre estratificação térmica, (m².s⁻¹);

K_0 - difusividade turbulenta vertical, na ausência de estratificação térmica, (m².s⁻¹).

R_i - número de Richardson;

σ - coeficiente adimensional;

n - coeficiente adimensional.

K_0 , corresponde à difusividade turbulenta na ausência da estratificação e pode ser obtido através da seguinte expressão:

$$K_0 = c w^*, (m^2.dia^{-1}) \quad (4.61)$$

em que:

c - constante, (m);

σ - constante, adimensional;

n - constante, adimensional.

Com o objectivo de reduzir o número de variáveis de calibração do modelo, o valor da constante c , é calculado através da equação 4.62. obtida em função da correlação dos valores desta constante com o volume de cada uma das massas (Figura 4.2).

$$c = 3.8 \times 10^{-3} V + 6.4 \times 10^{-2} \quad (4.62)$$

em que:

c - constante, (m);

V - volume da massa de água, (hm³).

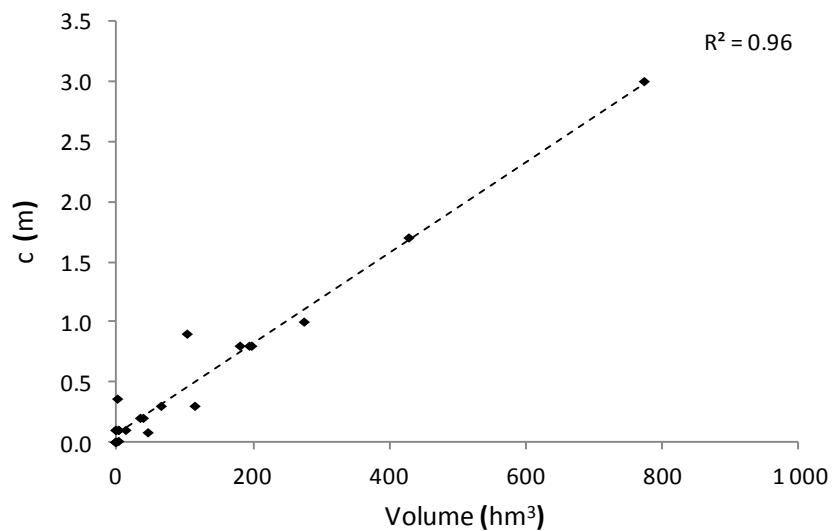


Figura 4.2 - Valores da constante c versus volume de cada massa de água

A velocidade de atrito provocada pela tensão do vento τ , na superfície da massa de água é definida através da equação 4.63:

$$w^* = \sqrt{\frac{\tau}{\rho}} = 1.2 \times 10^3 u^2, (\text{m.s}^{-1}) \quad (4.63)$$

em que:

w_* - velocidade de atrito, (m.s⁻¹);

τ - tensão superficial, (m.s⁻²);

ρ - massa específica da água, (kg.m⁻³);

u^2 - velocidade do vento medida 2 m acima do solo, (m.s⁻¹).

Os valores de K_z obtidos com a expressão 4.60 para a camada superficial de cada uma das massas de água, $K_z[0]$, são muito superiores aos valores usualmente observados para esta variável. Este facto foi também observado por CANCELLI, 2006. Assim, optou-se pela utilização de um valor constante obtido através da equação 4.64, em função do volume de cada uma das massas de água (Figura 4.3):

$$K_z[0] = 1.1 \times 10^{-3} V + 0.63 \quad (4.64)$$

em que:

V - volume da massa de água, (hm³).

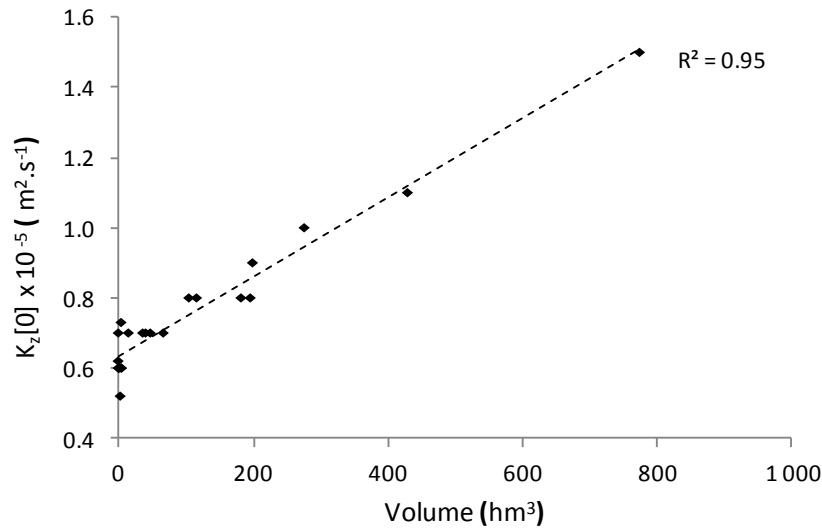


Figura 4.3 - $K_z[0]$ versus volume de cada massa de água

O valor de difusividade turbulenta vertical no hipolímnio, após a formação da termoclina, é considerado constante e igual ao valor obtido com a equação 4.65, que relaciona este coeficiente com a profundidade da massa de água:

$$K_{hi} = 0.0125 \exp(0.11H), \quad (4.65)$$

em que:

K_{hi} - difusividade turbulenta vertical no hipolímnio, (m².dia⁻¹);

H - profundidade da massa de água, (m).

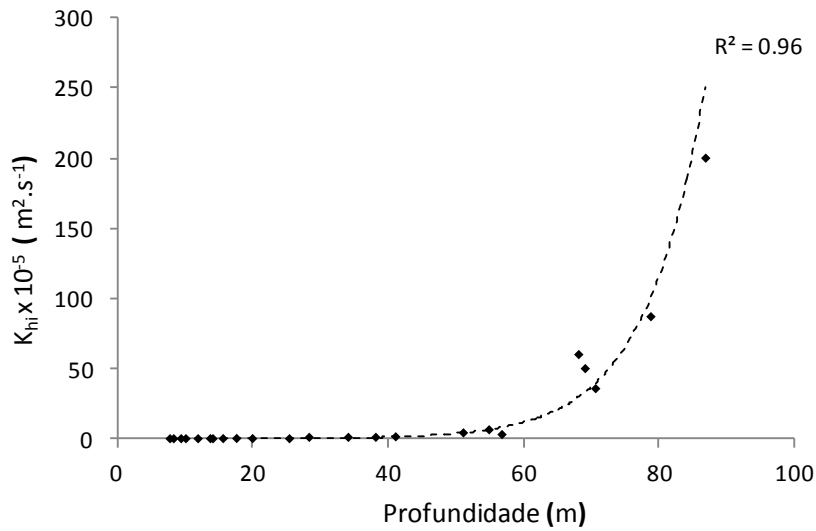


Figura 4.4 - K_{hi} versus profundidade de cada massa de água

As equações 4.63, 4.64, e 4.65 foram obtidas através da otimização dos resultados obtidos com a simulação de 24 massas de água (figuras 4.2, 4.3 e 4.4).

O número de Richardson, R_i , é obtido através da seguinte expressão, (SUNDARAM & REHM, 1972):

$$R_i = -\frac{\alpha g z^2}{w_*^2} \frac{\partial T}{\partial z} \quad (4.66)$$

em que:

α - coeficiente de expansão da água, ($^{\circ}C^{-1}$);

g - aceleração da gravidade, ($m.s^{-2}$);

z - profundidade, (m);

w_* - velocidade de atrito, ($m.s^{-1}$);

T - temperatura da água, ($^{\circ}C$).

A expansão térmica da água, α , é estimada em função do valor de temperatura da água, através das seguintes equações (NEWBOLD & LIGGET, 1974):

$$\alpha = 1.43 \times 10^{-5} T(z) - 0.54 \times 10^{-4}, \text{ para } T(z) < 11^{\circ}C \quad (4.67)$$

e

$$\alpha = 1.41 \times 10^{-5} T(z) - 0.209 \times 10^{-4}, \text{ para } T(z) > 11^{\circ}C \quad (4.68)$$

4.3 – MODELO BIDIMENSIONAL

4.3.1 – Introdução

O modelo CE-QUAL-W2 é um modelo bidimensional de qualidade da água, lateralmente homogéneo, e por isso mais adequado a massas de água profundas, com gradientes longitudinais e verticais da qualidade da água (COLE & WELLS, 2011). Este modelo resulta da evolução do modelo LARM (Laterally Averaged Reservoir Model), desenvolvido por EDINGER & BUCHAK, 1975. A adição de algoritmos de qualidade da água pelo Grupo de Modelação da Qualidade da água da Estação Experimental Waterways (WES – Waterways Experimental Station), sede do centro de Pesquisa e Desenvolvimento do Exército dos Estados Unidos (Engineer Research and Development Center - ERDC), resultou na versão 1.0 deste modelo. Actualmente, encontra-se disponível a versão 3.7.

4.3.2 – Formulação geral do modelo

De acordo com COLE & WELLS, 2011, o modelo matemático CE-QUAL-W2, baseia-se na equação da continuidade descrita pela equação (4.69) e nas equações de conservação da quantidade de movimento, equações 4.70, 4.71 e 4.72.

Continuidade

$$\frac{\partial \bar{u}}{\partial x} + \frac{\partial \bar{v}}{\partial x} + \frac{\partial \bar{w}}{\partial x} = 0 \quad (4.69)$$

Conservação da quantidade de movimento segundo a direcção - x

$$\frac{\partial \bar{u}}{\partial t} + \bar{u} \frac{\partial \bar{u}}{\partial x} + \bar{v} \frac{\partial \bar{u}}{\partial y} + \bar{w} \frac{\partial \bar{u}}{\partial z} = g \sin \alpha - \frac{1}{\rho} \frac{\partial \bar{p}}{\partial x} + \frac{1}{\rho} \left(\frac{\partial \tau_{xx}}{\partial x} + \frac{\partial \tau_{xy}}{\partial y} + \frac{\partial \tau_{xz}}{\partial z} \right) \quad (4.70)$$

Conservação da quantidade de movimento segundo a direcção - y

$$\frac{\partial \bar{v}}{\partial t} + \bar{u} \frac{\partial \bar{v}}{\partial x} + \bar{v} \frac{\partial \bar{v}}{\partial y} + \bar{w} \frac{\partial \bar{v}}{\partial z} = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial \bar{p}}{\partial y} + \frac{1}{\rho} \left(\frac{\partial \tau_{yx}}{\partial x} + \frac{\partial \tau_{yy}}{\partial y} + \frac{\partial \tau_{yz}}{\partial z} \right) \quad (4.71)$$

Conservação da quantidade de movimento segundo a direcção - z

$$\frac{\partial \bar{w}}{\partial t} + \bar{u} \frac{\partial \bar{w}}{\partial x} + \bar{v} \frac{\partial \bar{w}}{\partial y} + \bar{w} \frac{\partial \bar{w}}{\partial z} = g \sin \alpha - \frac{1}{\rho} \frac{\partial \bar{p}}{\partial z} + \frac{1}{\rho} \left(\frac{\partial \tau_{zx}}{\partial x} + \frac{\partial \tau_{zy}}{\partial y} + \frac{\partial \tau_{zz}}{\partial z} \right) \quad (4.72)$$

em que:

u - velocidade na direcção x, (m.s⁻¹);

v - velocidade na direcção y, (m.s⁻¹);
 w - velocidade na direcção z, (m.s⁻¹);
 g - aceleração da gravidade, (m.s⁻²);
 τ - tensão de atrito turbulento, (N.m⁻²);
 α - ângulo do declive do canal, (graus).

A simplificação das equações (4.69) a (4.72) resulta da integração de dois pressupostos distintos. O primeiro consiste em assumir que o comprimento da massa de água é muito maior do que a sua profundidade, o que reduz a equação da quantidade de movimento segundo a direcção z, a:

$$g \sin \alpha = \frac{1}{\rho} \frac{\partial \bar{p}}{\partial z} \quad (4.73)$$

O segundo pressuposto retira uma dimensão ao modelo, através da homogeneização lateral da massa de água.

Após a referida simplificação as equações que governam o modelo CE-QUAL-W2, quando se simula um lago ou albufeira são as seguintes (COLE & WELLS, 2011):

Continuidade

$$\frac{\partial UB}{\partial x} + \frac{\partial WB}{\partial z} = qB \quad (4.74)$$

Estado

$$\rho = f(T_w, \Phi_{TDS}, \Phi_{ISS}) \quad (4.75)$$

A função densidade $f(T_w, \Phi_{TDS}, \Phi_{ISS})$ depende da temperatura da água, da alcalinidade ou do teor em sólidos dissolvidos Φ_{TDS} , dos sólidos suspensos totais Φ_{ISS} , e da equação de conservação de energia (e de massa):

$$\frac{\partial B\Phi}{\partial t} + \frac{\partial UB\Phi}{\partial x} + \frac{\partial WB\Phi}{\partial z} = \frac{\partial \left(BD_x \frac{\partial \Phi}{\partial x} \right)}{\partial x} + \frac{\partial \left(BD_z \frac{\partial \Phi}{\partial z} \right)}{\partial z} + q\Phi + S\Phi \quad (4.76)$$

em que:

Φ - concentração do constituinte, (mg.L⁻¹);
 D_x - coeficiente de dispersão longitudinal, (m².s⁻¹);

D_z - coeficiente de dispersão vertical, ($\text{m}^2.\text{s}^{-1}$);

$q\Phi$ - fluxo afluente de constituinte, por unidade de volume, ($\text{mg.L}^{-1}.\text{s}^{-1}$);

$S\Phi$ - termo correspondente à fonte/sumidouro do constituinte, ($\text{mg.L}^{-1}.\text{s}^{-1}$).

Superfície livre

$$B_\eta \frac{\partial \eta}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial x} \int_\eta^h UB dz - \int_\eta^h qB dz \quad (4.77)$$

Conservação da quantidade de movimento segundo a direcção x

$$\frac{\partial UB}{\partial t} + \frac{\partial UUB}{\partial x} + \frac{\partial WUB}{\partial z} = gB \sin \alpha + g \cos \alpha B \frac{\partial \eta}{\partial x} - \frac{g \cos \alpha B}{\rho} \int_\eta^z \frac{\partial \rho}{\partial x} dz + \frac{1}{\rho} \frac{\partial B \tau_{xx}}{\partial x} + \frac{1}{\rho} \frac{\partial B \tau_{xz}}{\partial z} \quad (4.78)$$

Conservação da quantidade de movimento segundo a direcção z

$$0 = g - \frac{1}{\rho} \frac{\partial P}{\partial z} \quad (4.79)$$

em que:

U - velocidade horizontal, (m.s^{-1});

W - velocidade vertical, (m.s^{-1});

B - largura do canal, (m);

P - pressão, (N.m^{-2});

q - caudal lateral por unidade de volume de cada célula, (s^{-1});

ρ - massa específica, (kg.m^{-3});

η - cota da superfície livre, (m);

h - cota do fundo, (m);

τ_{xx} - tensão de atrito turbulento que actua segundo a direcção x, por unidade de área, na face x do volume de controlo, (N.m^{-2});

τ_{xz} - tensão de atrito turbulento que actua segundo a direcção x, por unidade de área, na face z do volume de controlo, (N.m^{-2}).

Na definição da dispersão vertical da quantidade de movimento e de massa, COLE & WELLS, 2011, baseiam-se na analogia de Reynolds para correlacionar a difusão turbulenta vertical (K_z) com a viscosidade (E_z), através da seguinte expressão (comunicação pessoal de SCOTT WELLS, Janeiro de 2013):

$$E_z = 0.14K_z \quad (\text{m}^2.\text{dia}^{-1}) \quad (4.80)$$

O algoritmo para o cálculo da tensão de atrito turbulento é obtido de acordo com a seguinte equação (COLE & WELLS, 2011):

$$\frac{\tau_{xz}}{\rho} = E_z \frac{\partial w^*}{\partial z} \quad (4.81)$$

O modelo CE-QUAL-W2 inclui seis alternativas distintas para o cálculo do valor de E_z , (Quadro 4.3).

A tensão de corte horizontal é definida através da seguinte equação (COLE & WELLS, 2011):

$$\frac{\tau_{xx}}{\rho} = E_x \frac{\partial w^*}{\partial z} \quad (4.82)$$

em que:

E_x - viscosidade longitudinal turbulenta, ($\text{m}^2.\text{dia}^{-1}$).

O valor de E_x e da difusividade longitudinal turbulenta K_x são constantes definidas pelo utilizador nas condições iniciais de simulação. De acordo com (COLE & WELLS, 2011). Este termo tem uma magnitude reduzida, excepto nas áreas que se localizam próximo das fronteiras da massa de água, como por exemplo, junto a uma barragem, onde a velocidade horizontal é zero.

Esta aproximação é designada por modelo de fecho de ordem zero, pelo facto de não serem necessárias mais equações para resolver a transmissão da tensão de corte horizontal.

No modelo CE-QUAL-W2 existem três esquemas numéricos distintos para a resolução das equações de dispersão da temperatura/constituintes: UPWIND, QUICKEST e ULTIMATE. O esquema mais antigo, UPWIND, que de acordo com CHAPMAN & COLE, 1992, produz, através do esquema original de transporte por advecção, valores de difusão superiores aos valores observados em massas de água, foi substituído pelo esquema, QUICKEST, que reduziu a difusão numérica, permitindo assim uma interpretação mais realista do efeito gerado pelo vento. No entanto, o esquema QUICKEST, em áreas com elevados gradientes de concentração subestima e sobrestima os valores de difusão, o que

pode produzir valores negativos de concentração. A solução para este problema foi obtida com o esquema mais recente, ULTIMATE, adicionado à versão 3.0. Apesar da evidente melhoria, o novo esquema introduz erros de discretização quando a dimensão das células ou o intervalo de tempo de cálculo aumenta (COLE & WELLS, 2011).

A estabilidade numérica do modelo CE-QUAL-W2 é obtida através da verificação do seguinte critério (COLE & BUCHAK, 1995):

$$\Delta t \leq \frac{1}{2\left(\frac{E_x}{\Delta x^2} + \frac{E_z}{\Delta z^2}\right) + \frac{Q}{V} + \frac{\sqrt{\Delta\rho g H}}{\Delta x}} \quad (4.83)$$

em que:

Δt - intervalo de tempo, (s);

E_x - viscosidade turbulenta longitudinal, ($\text{m}^2.\text{s}^{-1}$);

E_z - viscosidade turbulenta vertical, ($\text{m}^2.\text{s}^{-1}$);

Q - Caudal total afluyente ou afluyente da célula, ($\text{m}^3.\text{s}^{-1}$);

V - volume da célula, (m^3);

$\Delta\rho$ - diferença entre a densidade da água à superfície e no fundo da massa de água, ($\text{kg}.\text{m}^{-3}$);

H - profundidade máxima da massa de água, (m).

Se o referido critério não é cumprido, o intervalo de tempo é substituído pelo valor mínimo ou máximo, definido pelo utilizador nas condições iniciais de simulação.

Nas simulações realizadas com o modelo CE-QUAL-W2 utilizou-se a definição explícita do esquema W2 (COLE & BUCHAK, 1995), na equação longitudinal da quantidade de movimento e o esquema numérico ULTIMATE.

Quadro 4.3 – Parametrização da viscosidade turbulenta vertical (Fonte: COLE & WELLS, 2011)

Equação		Referência
Nickuradse (NICK)	$E_z = l_m^2 \left \frac{\partial u}{\partial z} \right e^{-CR_i}$ $l_m = H \left[0.014 - 0.08 \left(1 - \frac{z}{H} \right)^2 - 0.06 \left(1 - \frac{z}{H} \right)^4 \right]$	RODI, 1993
Parabolic (PARAB)	$E_z = k u_* z \left(1 - \frac{z}{H} \right) e^{-CR_i}$	ENGELUND, 1976
W2	$E_z = k \left(\frac{l_m^2}{2} \right) \sqrt{\left(\frac{\partial U}{\partial z} \right)^2 + \left(\frac{\tau_{wy} e^{-2kz} + \tau_y}{\rho E} \right)} e^{-CR_i}$ $l_m = \Delta z_{\max}$	COLE & BUCHAK, 1995
W2 com a profundidade de mistura de Nickuradse	W2 com a profundidade de mistura de Nickuradse	COLE & BUCHAK, 1995; RODI, 1993
RNG (re-normalization)	$E_z = \nu \left[1 + \psi \left(3k \left(\frac{zw_*}{\nu} \right)^3 \left(1 - \frac{z}{H} \right)^3 - C_1 \right) \right] e^{-CR_i}$	SIMÕES, 1998
TKE (turbulent kinetic energy)	$E_z = C_\mu \frac{k^2}{\varepsilon}$	WELLS, 2003
<p>em que:</p> <div style="display: flex; justify-content: space-between;"> <div> <p>l_m - profundidade de mistura</p> <p>z - coordenada vertical</p> <p>H - profundidade</p> <p>u - velocidade horizontal</p> <p>R_i - número de Richardson</p> </div> <div> <p>C - constante, 0.15</p> <p>w_* - velocidade de atrito</p> <p>k - constante de von Karman</p> <p>τ_{wy} - tensão de atrito turbulento</p> <p>Δz_{\max} - espaçamento vertical máximo da grelha</p> <p>k - número de onda</p> </div> <div> <p>ρ - densidade</p> <p>$\psi(x)$ - max(0,x)</p> <p>ν - viscosidade molecular</p> <p>C_1 - constante empírica</p> </div> </div>		

4.2.3 – Aplicações do modelo CE-QUAL-W2

O modelo CE-QUAL-W2 tem sido amplamente utilizado para o estudo da estratificação térmica, hidrodinâmica e da qualidade da água em lagos e albufeiras, em diferentes condições geográficas. Actualmente, encontram-se identificados 2 378 estudos realizados com este modelo, distribuídos por 116 países (PORTLAND STATE UNIVERSITY, 2013). A aplicação do modelo a mais de 400 massas de água, sob diferentes condições, permitiu verificar que o mesmo prevê a variação da temperatura da água com uma precisão notável, utilizando os valores que são por defeito incluídos na definição do modelo para a calibração da temperatura. O grau de precisão da estimativa depende do rigor associado à geometria e às condições de fronteira da massa de água (COLE & WELLS, 2011).

Em COLE, 2000, encontra-se um resumo dos resultados obtidos com a simulação térmica de 68 albufeiras, com o modelo CE-QUAL-W2, para um total de 144 anos de simulação. Em média, os valores de temperatura da água não ultrapassam em $\pm 1^{\circ}\text{C}$ os valores observados em cada albufeira. Deve referir-se que em todas as simulações realizadas foram utilizados valores de radiação solar estimados a partir da nebulosidade, pelo facto de não existirem valores medidos. A temperatura das afluições tinha geralmente uma discretização semanal.

O modelo CE-QUAL-W2 é usualmente utilizado para a simulação da evolução da temperatura da água, e de outros constituintes como o OD, Nitratos (NO_3), Ortofosfatos, (PO_4) e CBO_5 , em rios, lagos e albufeiras, com o objectivo de avaliar o potencial efeito de descargas poluentes de origem urbana, industrial, ou decorrentes de alterações do uso do solo.

FLOWERS *et al.*, 2001, integraram o modelo CE-QUAL-W2 e o modelo de bacia hidrográfica, SWAT, com o objectivo de avaliar o efeito de diferentes cenários de gestão de bacia hidrográfica sobre a qualidade da água da albufeira de Waco, localizada nos Estados Unidos. O rápido enriquecimento em nutrientes eutrofizou esta massa de água e tornou permente a avaliação da carga poluente de fósforo afluyente a este sistema num cenário futuro projectado para 2020. Este cenário, que não inclui medidas adicionais de redução da carga afluyente de fósforo, foi utilizado como referência para a avaliação de medidas de redução dessa carga poluente, de origem pontual e difusa, que se basearam na definição de limites máximos de emissão para as indústrias e para as estações de tratamento de águas residuais.

HAGGARD & GREEN, 2002, utilizaram o modelo CE-QUAL-W2 para simular a variação da temperatura e do oxigénio dissolvido que poderá surgir a montante da barragem de Beaver, localizada no estado do Arkansas, em função do incremento do caudal mínimo descarregado pela barragem, de $1.76 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$, para $3.85 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$, com e sem o aumento em 0.5 m da cota da superfície livre da albufeira, tendo como objectivo avaliar a possibilidade de aumentar o habitat da truta de águas frias, a montante deste sistema. Os resultados obtidos permitiram concluir que o incremento de caudal, sem o aumento da cota da superfície livre da albufeira, aumentou em 0.9°C a temperatura da água e diminuiu os valores da concentração de OD em $2.2 \text{ mg} \cdot \text{L}^{-1}$, no caudal lançado para jusante. Por outro lado, quando se considerou o incremento da cota da superfície livre da albufeira, os valores da temperatura da água diminuíram 0.5°C e os valores da concentração de OD aumentaram $1.1 \text{ mg} \cdot \text{L}^{-1}$, melhorando por isso a qualidade da água lançada para jusante do empreendimento.

SULLIVAN *et al.*, 2011, simularam a velocidade e temperatura da água, conductividade, sólidos suspensos e dissolvidos, azoto total, NO_3 , NH_4 , fósforo total, PO_4 , matéria orgânica particulada e dissolvida e três grupos de algas, de um troço de rio com 32 km, que atravessa dois estados Norte Americanos, Oregon e Califórnia, e que inclui a albufeira de Keno. O modelo CE-QUAL-W2, foi calibrado para o período temporal compreendido entre 2006 e 2009, tendo simulado com rigor os valores de temperatura da água, os valores da concentração de oxigénio dissolvido e de nutrientes, e

quase todas as variações sazonais da população de algas. As simulações realizadas melhoraram o conhecimento existente sobre este sistema, permitindo identificar padrões evolutivos de alguns constituintes, como os períodos de anoxia, que surgem nos meses mais quentes do ano resultantes da degradação da matéria orgânica, o efeito da mortalidade de algas na concentração de nutrientes, e a importância do teor em matéria orgânica dissolvida e particulada sobre a qualidade da água deste troço de rio. Adicionalmente, o modelo foi utilizado para avaliar cenários de redução da carga poluente afluente através do ramo principal e de fontes pontuais e difusas, em função de limites de emissão. Os resultados obtidos indicam que a redução da carga poluente através do ramo principal, tem um efeito maior do que a redução da carga gerada pelas fontes pontuais e difusas, determinando um incremento de 1.9 mg.L^{-1} a 3.2 mg.L^{-1} nos valores da concentração de OD e uma redução importante da concentração dos valores de NH_4 e de PO_4 .

COELHO, 2009, simulou a albufeira da Agueira com o objectivo de avaliar o efeito do volume bombeado a partir do contra-embalse da Raiva sobre o comportamento térmico da albufeira da Agueira. As simulações realizadas com o modelo CE-QUAL-W2, calibrado para os anos de 1998 e 1999, permitiram concluir que o bombeamento de água do contra-embalse para a albufeira principal, através da utilização de grupos reversíveis instalados no aproveitamento, promove uma mais rápida destratificação térmica da albufeira da Agueira e, em consequência, uma melhoria importante da qualidade da água.

BENDER, *et al*, 2007, simularam as albufeiras de Folsom e Natoma, localizadas nos Estados Unidos da América, com o modelo CE-QUAL-W2, tendo como objectivo identificar alternativas operacionais e estruturais que permitissem reduzir a temperatura da água do rio localizado a jusante destas massas de água. As alternativas incluem a construção de uma estrutura suspensa (“cortina”) imediatamente a montante da barragem da albufeira de Natoma, ou a meio da massa de água, gerando assim uma pré-albufeira, a remoção de detritos nas tomadas de água da central hidroeléctrica, a modificação da drenagem da albufeira de Natoma, através de operações de drenagem e alterando o valor máximo de caudal descarregado na albufeira de Folsom. As simulações realizadas permitiram concluir que a construção da estrutura suspensa, imediatamente a montante da barragem da albufeira de Natoma, induziria uma redução dos valores de temperatura da água, superior a qualquer outra das alternativas avaliadas, que em períodos curtos de tempo e em condições de forte estratificação térmica podem atingir 1.2°C . A alteração do valor máximo de caudal descarregado na albufeira de Folsom e a construção da pré-albufeira foram excluídas, por determinar o efeito contrário, ou seja, o incremento dos valores de temperatura da água descarregada para jusante do aproveitamento.

Actualmente, pode também encontrar-se vários exemplos de estudos em que este modelo é utilizado com o objectivo de avaliar o efeito de alterações climáticas em lagos e albufeiras.

OBREGON, *et al.*, 2011, utilizaram o modelo bidimensional CE-QUAL-W2 para a previsão de potenciais alterações que possam surgir na qualidade da água de duas albufeiras distintas: Deer Creek, localizada nos Estados Unidos da América, numa região de clima temperado; e Aguamilpa, uma albufeira Mexicana, localizada numa região tropical. O modelo foi calibrado para ambas as

albufeiras, para os anos 2007 a 2009. As alterações climáticas simuladas resultam da alteração dos valores de temperatura do ar, do escoamento e da carga afluyente de nutrientes. A evolução dos padrões temporais da biomassa algal foi utilizada como indicador e termo de comparação para a avaliação da sensibilidade de cada uma das albufeiras. A análise realizada permitiu concluir que os valores da concentração de biomassa algal da albufeira de Aguamilpa, são mais sensíveis a alterações da temperatura do ar do que os da albufeira de Deer Creek, para a qual foi mais evidente a sensibilidade deste parâmetro a alterações do escoamento afluyente. Na sequência do trabalho anterior, OBREGON, *et al.*, 2012, aplicaram e calibraram o modelo bidimensional para um período temporal de 11 anos (2000-2011), com o objectivo de aprofundar o estudo realizado sobre a albufeira de Deer Creek. Alteraram os valores de temperatura do ar, de escoamento e de carga afluyente de PO_4 , tendo realizado várias combinações destas variáveis. As simulações realizadas indicam que a albufeira é sensível a valores elevados de temperatura do ar e escoamento, durante a Primavera e o Verão, e a valores reduzidos da temperatura do ar e de escoamento durante o Inverno e o Outono. As condições meteorológicas e hidrológicas projectadas determinaram valores da concentração de biomassa algal que, de acordo com os resultados obtidos, podem degradar significativamente a qualidade da água da albufeira.

WELLS & WELLS, 2012, utilizaram o modelo CE-QUAL-W2 com o objectivo de simular o potencial efeito das alterações climáticas e de gestão do Lago Morse, localizado no estado de Washington, nos Estados Unidos da América, sobre o habitat da truta touro (*Salvelinus confluentus*). A alteração climática simulada baseia-se no incremento das afluências naturais ao lago e da temperatura do ar, em 2°C. Os resultados obtidos com este estudo permitiram concluir que o regime térmico deste lago, e consequentemente o habitat desta espécie, não será significativamente afectado por pequenas alterações climáticas, ou associadas ao regime de afluências naturais.

FANG *et al.*, 2007, simularam com o modelo CE-QUAL-W2 a evolução da temperatura da água da albufeira de Amistad, localizada na América do Norte (E.U.A.), em função de um cenário de alterações climáticas baseado na duplicação da concentração de CO_2 atmosférico e em diferentes cenários hidrológicos. Os resultados obtidos indicam que ocorrerá uma alteração significativa dos valores da temperatura da água à superfície e no fundo da massa de água. O período de estratificação térmica aumentou aproximadamente três semanas, tendo o grau de estratificação diminuído significativamente.

Para além da capacidade de simulação do regime térmico de lagos e albufeiras, o modelo CE-QUAL-W2 simula com rigor a evolução do OD, nutrientes, constituintes conservativos e não conservativos e biomassa algal. Este modelo encontra-se em constante desenvolvimento, com a implementação de novos processos fisico-químicos, e a evolução dos algoritmos de cálculo existentes, tornando-o assim numa referência importante na simulação hidrodinâmica e da qualidade da água.

CAPÍTULO 5 - PRINCIPAIS CARACTERÍSTICAS DAS ALBUFEIRAS SIMULADAS

5.1 – INTRODUÇÃO

Neste capítulo são descritas as principais características físicas de cada uma das albufeiras simuladas e do seu regime térmico, entre as quais se destaca a maior ou menor tendência para a estratificação térmica. Descreve-se também de forma sucinta o clima que tem caracterizado Portugal continental no último século.

5.2 – CARACTERÍSTICAS GERAIS DE CADA UMA DAS ALBUFEIRAS E DA CORRESPONDENTE BACIA HIDROGRÁFICA

Na Figura 5.1, pode observar-se a localização, em Portugal continental, de cada uma das massas de água consideradas e da correspondente bacia hidrográfica.

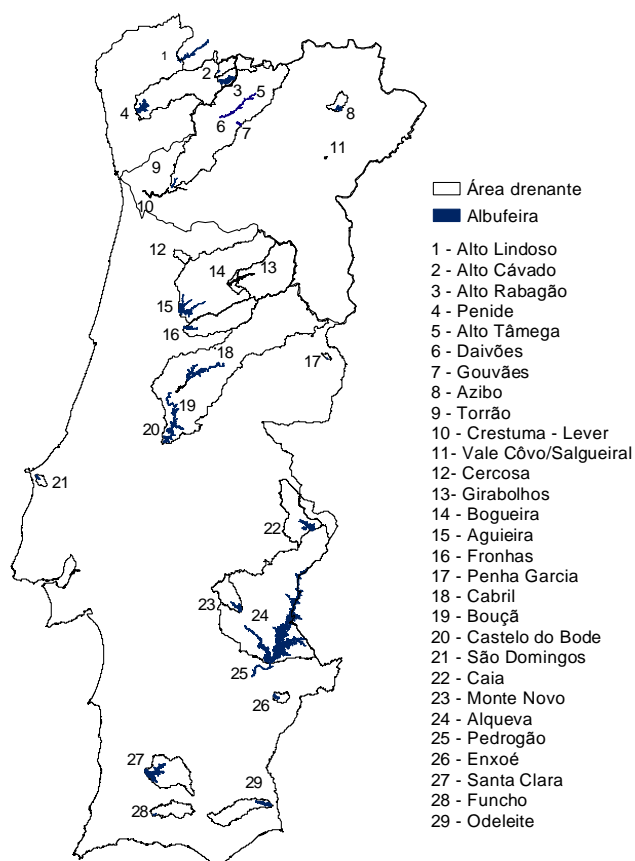


Figura 5.1 - Localização em Portugal continental das albufeiras simuladas

Portugal continental tem um clima temperado, resultante da proximidade ao oceano atlântico, da sua localização entre a zona de transição entre o anticiclone subtropical (anticiclone dos Açores) e a zona das depressões subpolares, bem como da orografia do território, com áreas localizadas no Norte e no

Centro do País a ultrapassarem 1000 m de altitude No período compreendido entre 1961 e 1990 a temperatura média do ar à superfície variou entre um mínimo de 7°C, na Serra da Estrela e um máximo de 18°C no Algarve. A precipitação anual média, de aproximadamente 900 mm, apresenta uma grande variabilidade espacial. Os valores mais elevados surgem na região do Minho, tendo sido observados valores superiores a 3 000 mm/ano, e os valores mais reduzidos na região do Alentejo, 600 mm/ano e numa região limitada da Beira Interior, onde foram registados valores inferiores a 400 mm/ano (SIAM II, 2006). O clima de Portugal continental é o principal agente forçador do regime térmico das massas de água doce localizadas neste território, influenciando a fauna e flora existentes, bem como a qualidade da água de cada um dos sistemas, muitas vezes descrita pelo teor em OD.

A análise dos valores da temperatura da água observados à superfície, em 105 albufeiras localizadas em Portugal continental, disponibilizados no SNIRH para o período temporal localizado entre 1981 e 2012, permitiu concluir que o valor médio da temperatura superficial é de 16.5°C, com um máximo de 33°C, observado na albufeira da Aguieira e um mínimo de - 2°C, observado na albufeira de Serra Serrada, localizada no Norte de Portugal. O valor médio da concentração de OD, observado à superfície, é de 8.8 mg.L⁻¹, com um máximo de 15.7 mg.L⁻¹ observado na albufeira do Enxoé.

A maior ou menor tendência para a estratificação térmica de cada uma das massas de água foi obtida através do cálculo do número de Froude densimétrico (Equação 5.1), que ao relacionar as forças de inércia, associadas à velocidade média de escoamento, com as forças gravitacionais, permite avaliar a tendência para a estabilidade densimétrica, de acordo com o seguinte critério:

$Fr \ll 1/\pi$ - massa de água profunda e bem estratificada;

$0.1 < Fr < 1.0$ - fraca estratificação térmica;

$Fr > 1.0$ - forte homogeneização térmica (mistura completa).

$$Fr = \frac{l}{d_m} \frac{Q}{V} \left(\frac{\rho_0}{g \beta} \right)^{\frac{1}{2}} \quad (5.1)$$

em que:

l - (m);

d_m - profundidade média, (m);

Q - caudal, (m³.s⁻¹);

V - volume, (m³);

g - aceleração da gravidade, (m.s⁻²);

$\beta = \Delta\rho / d_m$ = gradiente de densidade, (kg.m⁻⁴);

$\Delta\rho$ - variação da massa específica com a profundidade, z;

ρ_0 - massa específica de referência, (kg.m⁻³).

Nos Quadros 5.1 e 5.2, pode observar-se as principais características de cada uma das albufeiras.

Quadro 5.1 – Principais características das albufeiras simuladas I (Fonte: INAG)

Albufeira	Data da construção	Bacia hidrográfica	Linha de água principal	Volume (NPA) (hm ³)	Área drenante (km ²)
Cercosa	1994	Vouga	Rio Alfusqueiro	0.06	59.89
Vale Covo	1993	Douro	Rib.ª de Relvas	0.20	53.41
Penide	1951	Cávado	Rio Cávado	0.50	3.73
Penha Garcia	1979	Tejo	Rio Ponsul	1.10	14.73
Alto Cávado	1964	Cávado	Rio Cávado	3.30	101.23
São Domingos	1993	Rib. ^{as} . Oeste	Rio São Domingos	7.90	42.04
Enxoé	1998	Guadiana	Rib.ª de Enxoé	10.40	60.54
Gouvães	-	Douro	Rio Louredo	14.00	40.00
Monte Novo	1982	Guadiana	Rio Degebe	15.30	260.75
Funcho	1993	Arade	Rio Arade	43.40	211.58
Bouçã	1955	Tejo	Rio Zêzere	48.40	2601.71
Azibo	1982	Douro	Rio Azibo	54.50	92.56
Daivões	-	Douro	Rio Tâmega	56.00	1 984.00
Bogueira	-	Mondego	Rio Mondego	57.15	1046.70
Fronhas	1985	Mondego	Rio Alva	62.10	630.46
Pedrogão	2005	Guadiana	Rio Guadiana	106.00	59160.00
Crestuma-Lever	1985	Douro	Rio Douro	110.00	96932.81
Torrão	1988	Douro	Rio Tâmega	124.00	3268.28
Odeleite	1997	Guadiana	Rib.ª de Odeleite	130.00	347.27
Alto Tâmega	-	Douro	Rio Tâmega	133.00	1 557.00
Girabolhos	-	Mondego	Rio Mondego	137.55	981.50
Caia	1967	Guadiana	Rio Caia	203.00	563.26
Alto Lindoso	1992	Lima	Rio Lima	347.80	1510.93
Agueira	1981	Mondego	Rio Mondego	450.00	3063.29
Santa Clara	1968	Mira	Rio Mira	485.00	519.69
Alto Rabagão	1964	Cávado	Rio Rabagão	569.00	106.97
Cabril	1954	Tejo	Rio Zêzere	719.00	2416.32
Castelo do Bode	1951	Tejo	Rio Zêzere	1095.00	3964.09
Alqueva	2001	Guadiana	Rio Guadiana	4150.00	55289.00

Como se pode observar no Quadro 5.2, existem seis albufeiras com um regime térmico que se traduz numa reduzida tendência para a estratificação térmica: Penide, Alto Cávado, Gouvães, Daivões, Bouçã e Pedrogão e uma albufeira que normalmente se encontra num estado próximo da mistura completa, em função da reduzida profundidade e do elevado valor de escoamento médio anual, Crestuma-Lever. As restantes albufeiras apresentam um comportamento característico de um lago

monomíticos quente, típico das zonas temperadas, em que os valores da temperatura da água nunca descem abaixo dos 4°C, quer à superfície quer em profundidade, bem como uma alternância de períodos de homogeneização dos valores da temperatura ao longo de toda a coluna de água com períodos de forte estratificação térmica, característicos, respectivamente, dos períodos mais frios e mais quentes do ano.

Quadro 5.2 – Principais características de cada uma das albufeiras II (Fonte: INAG)

Albufeira	Área superficial (ha)	Comprimento (m)	Caudal médio anual ($\text{m}^3.\text{s}^{-1}$)	Fr	Grau de estratificação térmica
Cercosa	2.00	936.00	0.72	0.0841	Estratificada
Vale Covo	12.00	539.00	0.001	0.0000	Estratificada
Penide	69.00	260.00	33.63	0.9243	Reduz. Estrat.
Penha Garcia	20.40	1281.16	0.05	0.0036	Estratificada
Alto Cávado	50.00	2511.49	4.73	0.1261	Reduz. Estrat.
São Domingos	96.00	5690.00	0.07	0.0007	Estratificada
Enxoé	210.00	5837.87	0.27	0.0035	Estratificada
Gouvães	174.00	4000.00	27.00	0.1231	Reduz. Estrat.
Monte Novo	277.00	13672.00	0.15	0.0017	Estratificada
Daivões	341.00	17000.00	58.99	0.7214	Reduz. Estrat.
Bogueira	212.54	3375.00	11.41	0.0344	Estratificada
Funcho	360.00	3761.48	3.33	0.0062	Estratificada
Bouçã	185.00	9104.95	44.34	0.1952	Reduz. Estrat.
Fronhas	535.00	16415.78	15.05	0.0761	Estratificada
Alto Tâmega	469.00	3218.40	20.22	0.0212	Estratificada
Odeleite	720.00	17861.00	2.84	0.0151	Estratificada
Azibo	410.00	11400.00	0.79	0.0019	Estratificada
Pedrogão	1104.00	23000.00	39.94	0.1331	Reduz. Estrat.
Torrão	650.00	8053.15	76.44	0.0701	Estratificada
Crestuma-Lever	1298.00	48000.00	423.97	3.7060	Mist. Compl.
Caia	1970.00	16466.00	2.45	0.0029	Estratificada
Girabolhos	505.38	15000.00	9.72	0.0108	Estratificada
Santa Clara	1986.00	40072.48	2.18	0.0047	Estratificada
Alto Lindoso	1072.00	24159.59	39.63	0.0420	Estratificada
Alto Rabagão	2212.00	10840.38	6.59	0.0028	Estratificada
Agueira	2000.00	58486.59	42.91	0.0681	Estratificada
Cabril	2023.00	74000.00	38.84	0.0871	Estratificada
Castelo do Bode	3291.00	73938.51	65.21	0.0604	Estratificada
Alqueva	25000.00	126648.39	37.08	0.0108	Estratificada

CAPÍTULO 6 – OBTENÇÃO, APRESENTAÇÃO E ANÁLISE DE RESULTADOS

6.1 - INTRODUÇÃO

Na primeira parte deste capítulo apresenta-se a representação conceptual de cada uma das albufeiras, descrevem-se os dados necessários ao funcionamento dos modelos e o processo de calibração. Posteriormente, apresentam-se os resultados obtidos com cada uma das abordagens metodológicas adoptadas.

6.2 – REPRESENTAÇÃO CONCEPTUAL DOS SISTEMAS

A representação unidimensional das massas de água depende unicamente da definição de uma curva de áreas inundadas *versus* cota da superfície livre. Esta curva é integrada no modelo definindo-se, para cada camada vertical da massa de água, uma profundidade, uma altura e uma área transversal. A representação conceptual utilizada pelo modelo bidimensional é conseguida através de uma grelha computacional, obtida a partir da batimetria do sistema, definida por ramos, divididos em segmentos (espaçamento longitudinal) e camadas (espaçamento vertical). O espaçamento longitudinal e vertical pode variar de segmento para segmento e de camada para camada. Após a definição da representação conceptual da batimetria, procedeu-se à verificação do volume existente em cada camada, através da sua comparação com os valores obtidos em curvas de cota da superfície livre *versus* volume armazenado.

Na Figura 6.1 pode observar-se vários exemplos da distribuição vertical das camadas que compõem o espaçamento vertical no segmento mais próximo da barragem de algumas das albufeiras simuladas. Adicionalmente, optou-se pela inclusão da representação conceptual de todas as albufeiras simuladas com o modelo CE-QUAL-W2 (figuras 6.2 a 6.29). Nestas figuras pode observar-se a imagem digitalizada da albufeira que se encontra na cartografia, bem como a representação conceptual de cada uma das albufeiras.

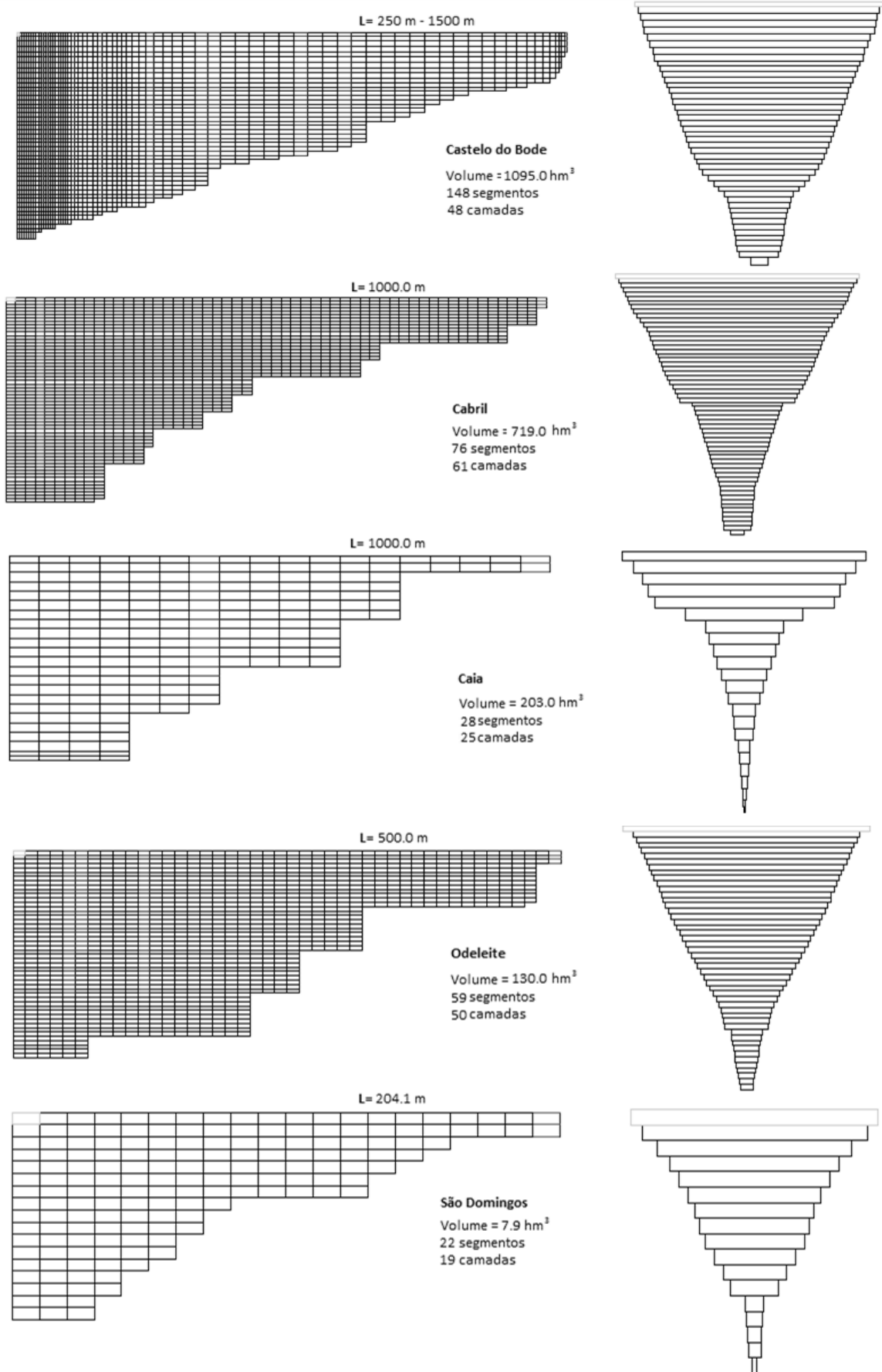


Figura 6.1 - Representação conceptual adoptada para algumas das albufeiras simuladas (modelo CE-QUAL W2)

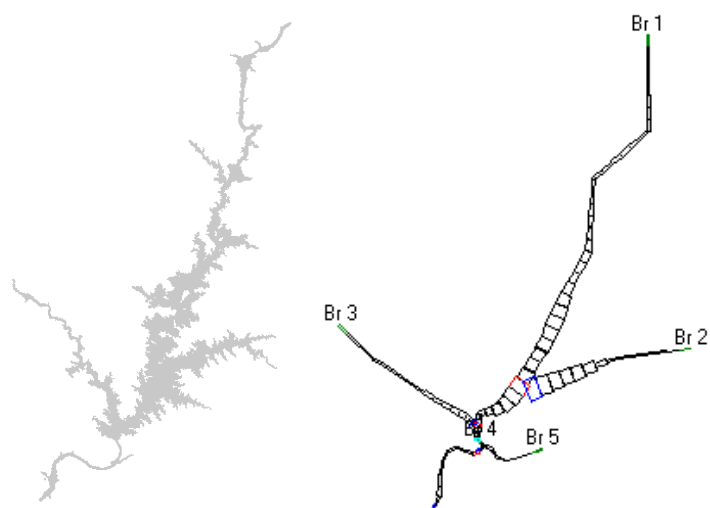


Figura 6.2 - Representação conceptual adoptada para o sistema Alqueva-Pedrogão (modelo CE-QUAL-W2)

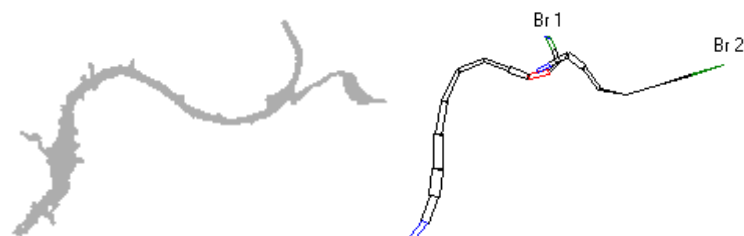


Figura 6.3 - Representação conceptual adoptada para a albufeira de Pedrogão (modelo CE-QUAL-W2)

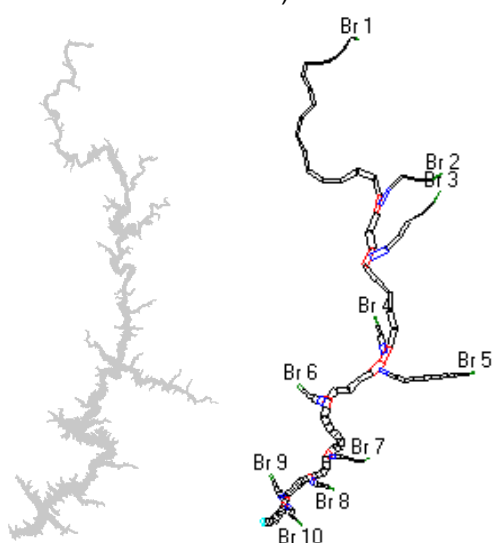


Figura 6.4 - Representação conceptual adoptada para a albufeira de Castelo do Bode (modelo CE-QUAL-W2)

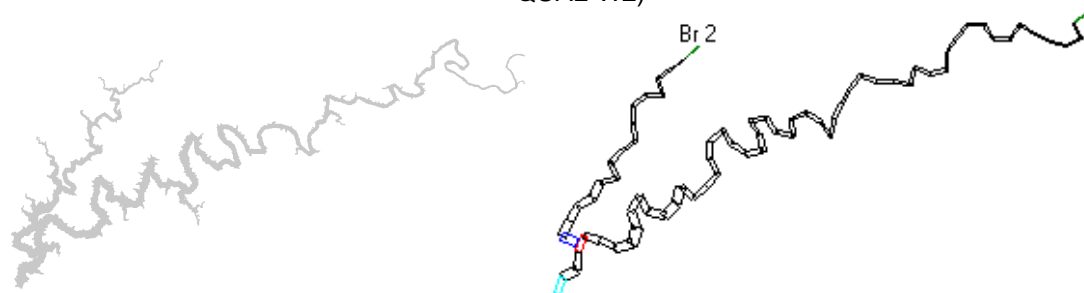


Figura 6.5 - Representação conceptual adoptada para a albufeira do Cabril (modelo CE-QUAL-W2)

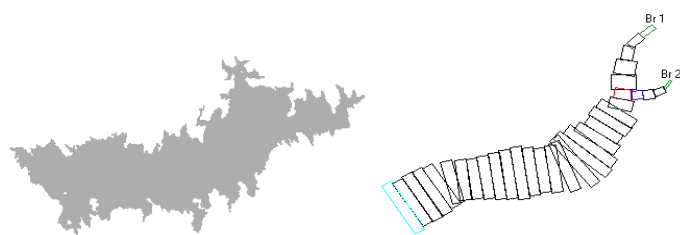


Figura 6.6 - Representação conceptual adoptada para a albufeira do Alto Rabagão (modelo CE-QUAL-W2)

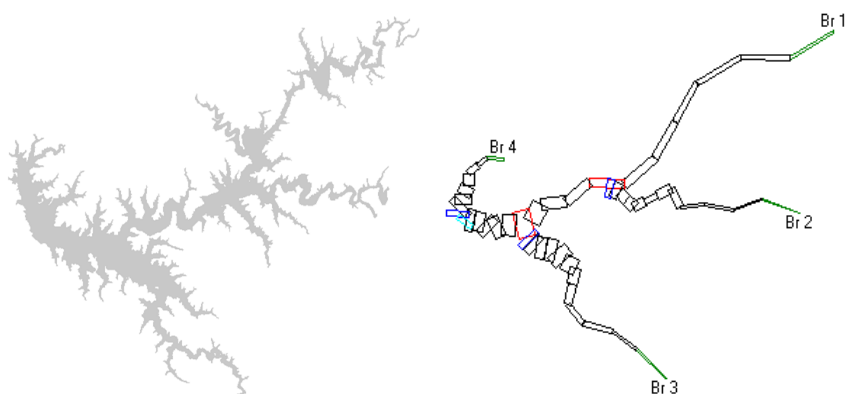


Figura 6.7 - Representação conceptual adoptada para a albufeira de Santa Clara (modelo CE-QUAL-W2)

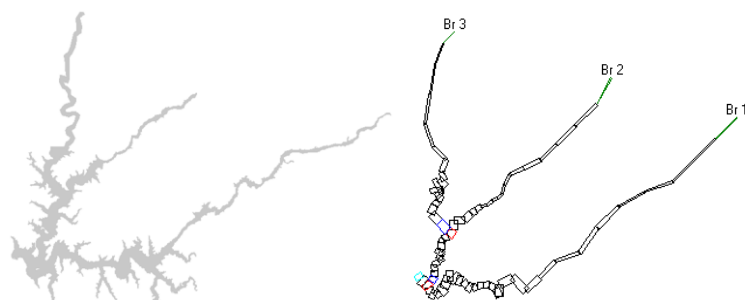


Figura 6.8 - Representação conceptual adoptada para a albufeira da Aguieira (modelo CE-QUAL-W2)

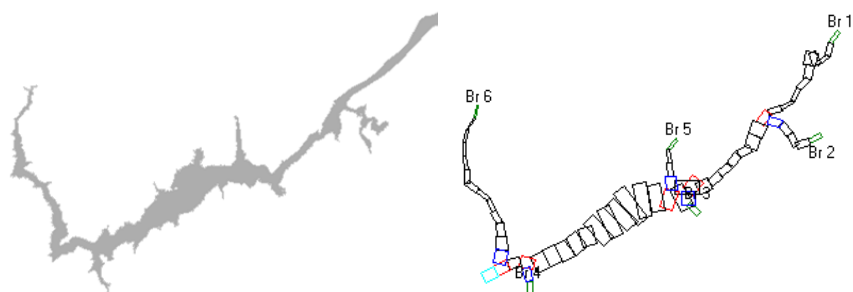


Figura 6.9 - Representação conceptual adoptada para a albufeira do Alto Lindoso (modelo CE-QUAL-W2)

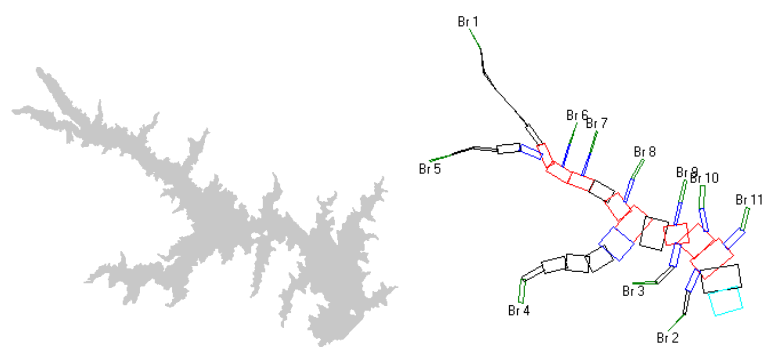


Figura 6.10 - Representação conceptual adoptada para a albufeira do Caia (modelo CE-QUAL-W2)



Figura 6.11 - Representação conceptual adoptada para a albufeira de Odeite (modelo CE-QUAL-W2)



Figura 6.12 - Representação conceptual adoptada para a albufeira do Torrão (modelo CE-QUAL-W2)



Figura 6.13 - Representação conceptual adoptada para a albufeira de Crestuma-Lever (modelo CE-QUAL-W2)

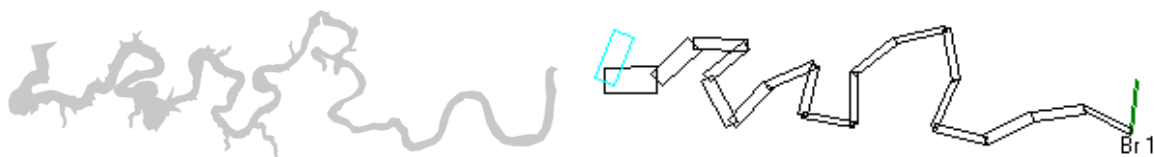


Figura 6.14 - Representação conceptual adoptada para a albufeira de Fronhas (modelo CE-QUAL-W2)

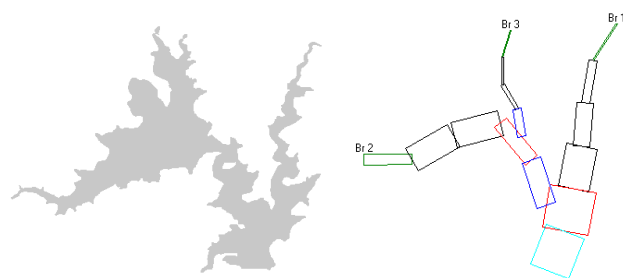


Figura 6.15 - Representação conceptual adoptada para a albufeira do Azibo (modelo CE-QUAL-W2)

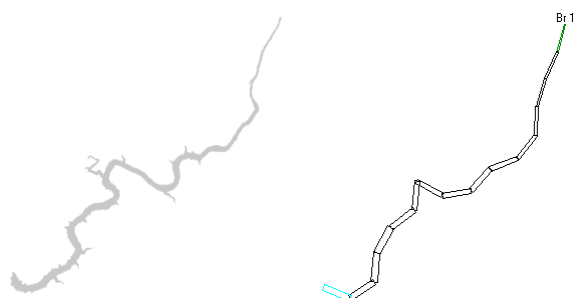


Figura 6.16 - Representação conceptual adoptada para a albufeira da Bouçã (modelo CE-QUAL-W2)

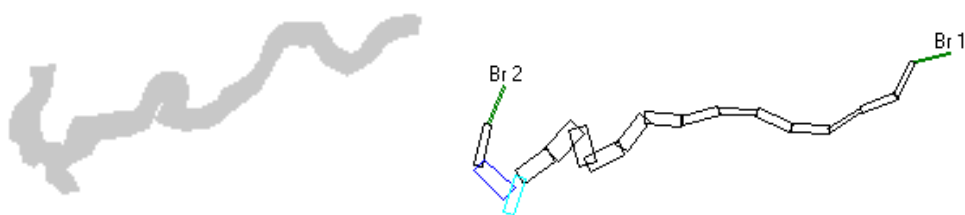


Figura 6.17 - Representação conceptual adoptada para a albufeira do Funcho (modelo CE-QUAL-W2)

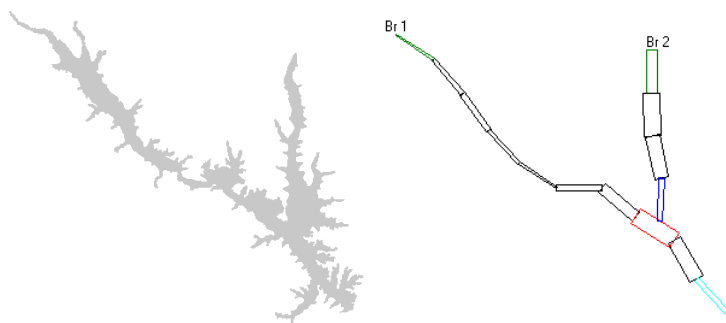


Figura 6.18 - Representação conceptual adoptada para a albufeira de Monte Novo (modelo CE-QUAL-W2)

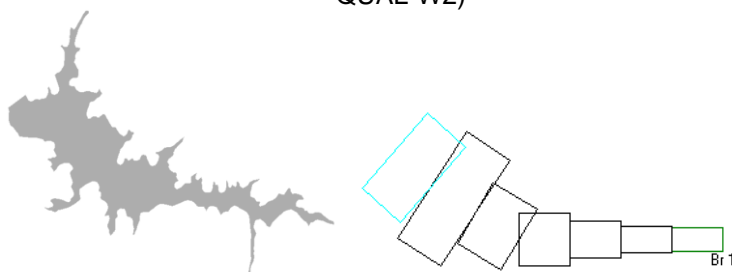


Figura 6.19 - Representação conceptual adoptada para a albufeira de Enxoé (modelo CE-QUAL-W2)

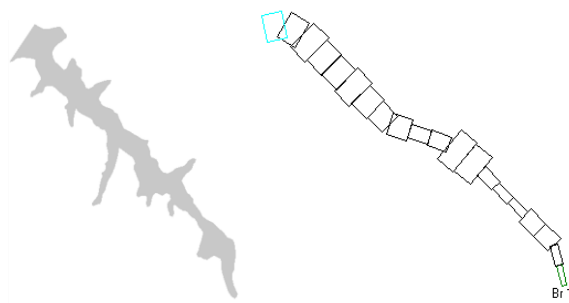


Figura 6.20 - Representação conceptual adoptada para a albufeira de São Domingos (modelo CE-QUAL-W2)

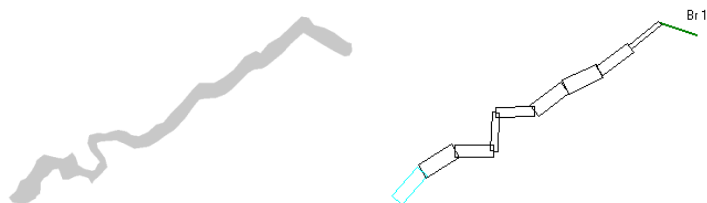


Figura 6.21 - Representação conceptual adoptada para a albufeira do Alto Cávado (modelo CE-QUAL-W2)

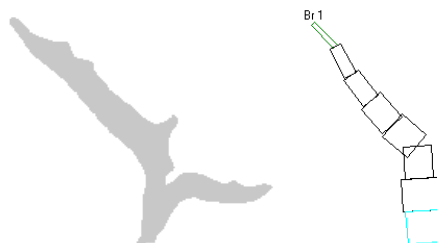


Figura 6.22 - Representação conceptual adoptada para a albufeira de Penha Garcia (modelo CE-QUAL-W2)



Figura 6.23 - Representação conceptual adoptada para a albufeira de Vale Covo/Salgueiral (modelo CE-QUAL-W2)



Figura 6.24 - Representação conceptual adoptada para a albufeira de Penide (modelo CE-QUAL-W2)

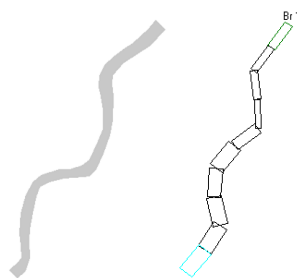


Figura 6.25 - Representação conceptual adoptada para a albufeira de Cercosa (modelo CE-QUAL-W2)

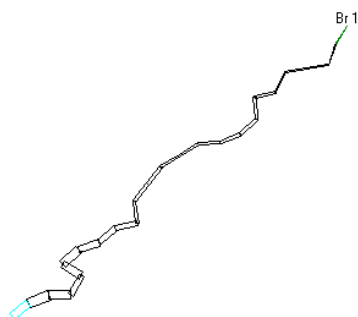


Figura 6.26 - Representação conceptual adoptada para a albufeira do Alto Tâmega (modelo CE-QUAL-W2)

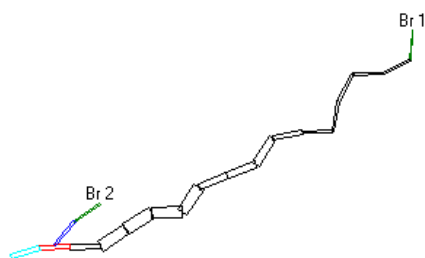


Figura 6.27 - Representação conceptual adoptada para a albufeira de Daivões (modelo CE-QUAL-W2)

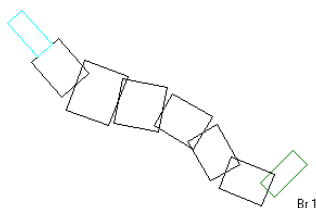


Figura 6.28 - Representação conceptual adoptada para a albufeira de Gouvães (modelo CE-QUAL-W2)

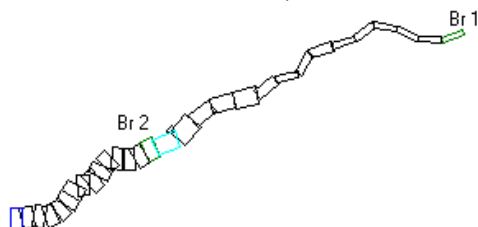


Figura 6.29 - Representação conceptual adoptada para o sistema Girabolhos-Bogueira (modelo CE-QUAL-W2)

6.3 – DADOS NECESSÁRIOS AO FUNCIONAMENTO DOS MODELOS

6.3.1 – Introdução

Os dados utilizados para caracterizar a situação de referência deste estudo, 20 anos, distribuídos entre 1989 e 2008, incluem os dados meteorológicos, os valores de caudal afluente e efluente, os dados de qualidade da água das afluentes a cada uma das albufeiras e os valores utilizados como condição inicial de simulação. Adicionalmente, nesta secção apresentam-se as abordagens metodológicas utilizadas para definir os valores do escoamento e da temperatura da água a utilizar nos cenários climáticos futuros, em função dos valores de precipitação e da temperatura do ar.

6.3.2 – Dados meteorológicos

As séries de dados meteorológicos utilizadas neste estudo, para caracterizar a situação de referência, incluem valores diários de temperatura do ar, precipitação, humidade relativa, velocidade e direcção do vento e, adicionalmente no caso do modelo unidimensional, de radiação solar.

A avaliação do erro padrão associado às séries de dados meteorológicos produzidas pelo IDL e obtidas com os modelos ETHZ, KNMI e SMHI, que caracterizam a situação de referência deste estudo, o período temporal compreendido entre 1989 e 2008, foi realizada através da comparação qualitativa e quantitativa de séries diárias de valores de temperatura do ar e de valores de precipitação total anual, com séries observadas nas estações meteorológicas, disponíveis através do SNIRH (Quadro 6.1).

A avaliação do erro padrão associado às séries de dados meteorológicos produzidas pelo IDL e pelos modelos ETHZ, KNMI e SMHI, foi realizada através da consideração de três estatísticas, a média do erro absoluto (“absolute mean error” – AME), a raiz quadrada da média do quadrado dos erros (“root mean squared error” – RMS) e o desvio padrão (σ), (Equações 6.1, 6.2 e 6.3).

$$AME = \frac{1}{N} \sum_{k=1}^N |p_k - o_k| \quad (6.1)$$

$$RMS = \sqrt{\frac{1}{N} \sum_{k=1}^N (p_k - o_k)^2} \quad (6.2)$$

$$\sigma = \sqrt{\frac{1}{N} \sum_{k=1}^N (p_k - \bar{p})^2} \quad (6.3)$$

em que:

p_k - valor observado;

\bar{p} - valor médio;

o_k - valor calculado;

N - número de observações;

k - número de ordem.

Quadro 6.1 – Estações meteorológicas do SNIRH

Albufeira	Estação meteorológica (SNIRH)	
	Temperatura do ar	Precipitação
Aguieira	Alagoa (15G/05)	Alagoa (15G/05)
Alqueva	Albufeira de Alqueva (24L/02)	Reguengos (23L/01)
Alto Cávado	Ponte da Barca (03G/02)	Sezelhe (03J/01)
Alto Lindoso	Ponte da Barca (03G/02)	Soajo (02H/10)
Alto Rabagão	Ponte da Barca (03G/02)	Viade (03J/04)
Azibo	Rio Torto (04N/01)	Lamas de Podence (04P/05)
Bouçã	Cernache de Bonjardim (15H/01)	Figueiró dos Vinhos (14H/01)
Cabril	Cernache de Bonjardim (15H/01)	Pampilhosa da Serra (14I/01)
Caia	Albufeira de Caia (19O/02)	Albufeira de Caia (19O/02)
Castelo do Bode	Pedrogão (16F/04)	Ferreira do Zêzere (15H/02)
Cercosa	São Pedro do Sul (09I/01)	Campia (09H/01)
Crestuma-Lever	Barragem do Castelo de Burgães (08G/01)	Entre-os-Rios (07H/01)
Enxoé	Herdade da Valada (26M/01)	Serpa (26L/01)
Fronhas	Alagoa (15G/05)	Alagoa (15G/05)
Funcho	Barragem de Arade (30G/03)	Barragem de Arade (30G/03)
Monte Novo	Foro Espanhol (22M/02)	São Manços (23K/01)
Odeleite	Albufeira de Odeleite (30M/05)	Corujos (30L/01)
Pedrogão	Albufeira de Alqueva (24L/02)	Pedrogão do Alentejo (25L/01)
Penha Garcia	Barragem de Meimoa (12O/04)	Penha Garcia (13O/01)
Penide	Gondizalves (04G/06)	Ucha (04F/03)
Santa Clara	Albufeira de Santa Clara (28G/01)	Santana da Serra (28H/03)
São Domingos	Óbidos (17C/07)	Óbidos (17C/07)
Torrão	Barragem do Castelo de Burgães (08G/01)	Entre-os-Rios (07H/01)
Vale Covo	Rio Torto (04N/01)	Lamas de Podence (04P/05)

Nos quadros 6.2 e 6.3 pode observar-se os valores médios, máximos e mínimos anuais das séries diárias de temperatura do ar e de precipitação total anual, que caracterizam a situação de referência (1989-2008), correspondente a cada um dos cenários climáticos. Os valores de temperatura do ar são bem simulados, com a excepção dos valores mínimos obtidos pelo modelo ETHZ, que para algumas albufeiras localizadas no Norte de Portugal apresentam valores bastante inferiores aos valores observados. A análise dos valores de precipitação total anual permite concluir que os resultados dos modelos são também aproximados, mas divergem particularmente nos valores máximos anuais.

A análise dos valores de AME e de RMS, apresentados no Quadro 6.4, permite concluir que a série de valores de temperatura do ar obtida pelo IDL é a que mais se aproxima dos valores observados nas estações meteorológicas, com um valor de AME de 2.0°C. Os resultados obtidos pelos restantes modelos apresentam, previsivelmente, um valor de AME superior a 3.5°C, resultante da menos conseguida discretização espacial, que caracteriza estas simulações.

Os valores de AME e de RMS obtidos para as séries de valores de precipitação total anual demonstram, também, que os resultados obtidos pelo IDL são os que mais se aproximam dos valores observados. No entanto, considera-se que os resultados obtidos para este parâmetro, pelos quatro modelos de simulação, apresentam um afastamento significativo relativamente aos valores observados, evidenciando a grande incerteza associada a projecções futuras de precipitação.

Nas Figuras 6.30 e 6.31, pode observar-se a distribuição dos valores médios, máximos e mínimos de temperatura do ar e de precipitação total anual obtidos por cada um dos modelos para cada uma das albufeiras, e as séries de valores observados nas estações meteorológicas do SNIRH. As séries de valores encontram-se ordenadas de forma decrescente, com o objectivo de avaliar a distribuição espacial destes parâmetros por Portugal continental. A análise destas figuras permite concluir que todos os modelos simulam razoavelmente bem a distribuição espacial dos valores de temperatura do ar e de precipitação total anual, evidenciando o gradiente positivo de temperatura e negativo de precipitação que caracteriza a usual evolução destes parâmetros de Norte para Sul.

A análise realizada permitiu concluir que as séries de valores de temperatura do ar e de precipitação obtidas com os modelos ETHZ, KNMI e SMHI caracterizam razoavelmente bem o clima de Portugal continental no final do século XX e início do século XXI.

Quadro 6.2 – Valores médios, máximos e mínimos de temperatura do ar (Situação de referência)

	Temperatura do ar (°C)																			
	Valor médio					Valor máximo					Valor mínimo					Desvio padrão				
	SNIRH	IDL	EHZ	KNMI	SMHI	SNIRH	IDL	EHZ	KNMI	SMHI	SNIRH	IDL	EHZ	KNMI	SMHI	SNIRH	IDL	EHZ	KNMI	SMHI
Agueira	14.0	15.1	14.5	14.1	14.2	33.4	33.2	32.2	34.0	34.0	1.1	1.1	-3.8	-1.4	0.4	5.2	5.7	6.3	6.1	6.3
Alqueva	16.7	16.2	17.3	16.1	16.1	33.3	34.4	35.2	35.2	35.2	0.2	0.4	-2.9	-1.7	-1.7	6.4	6.7	7.3	7.1	7.1
Alto Cávado	15.0	10.3	10.9	11.0	11.3	29.5	28.1	29.8	30.0	27.0	2.1	-4.4	-8.3	-4.7	-1.3	5.6	6.3	7.0	6.3	5.4
Alto Lindoso	15.0	11.3	12.3	12.2	12.3	29.5	29.7	30.6	31.6	30.0	2.1	-2.8	-6.1	-3.3	-0.5	5.6	6.1	6.8	6.2	5.5
Alto Rabagão	15.0	10.8	10.9	11.3	11.3	29.5	28.8	29.8	30.4	27.0	2.1	-4.0	-8.3	-3.7	-1.3	5.6	6.4	7.0	6.6	5.4
Azibo	14.5	12.5	11.7	12.3	11.4	30.8	30.7	31.1	32.3	30.3	-3.8	-4.7	-7.9	-3.5	-2.6	7.5	7.0	7.5	7.3	6.2
Bouça	14.4	14.6	13.6	14.1	14.0	33.4	33.1	31.2	34.0	31.9	1.0	0.9	-4.8	-1.7	1.1	5.7	6.2	6.3	6.2	5.7
Cabril	14.4	13.6	13.6	14.1	14.0	33.4	31.7	31.2	34.0	31.9	1.0	-0.5	-4.8	-1.7	1.1	5.7	6.3	6.3	6.2	5.7
Caia	16.9	15.6	15.3	15.1	15.4	35.8	34.8	35.2	33.2	34.0	0.0	0.0	-1.9	-2.2	0.6	6.5	7.0	7.3	7.0	6.9
Castelo do Bode	16.6	14.9	14.7	14.4	14.6	36.8	33.3	32.3	31.2	33.1	2.3	1.2	-3.6	0.5	1.1	5.7	5.9	6.2	6.4	5.8
Cercosa	14.1	13.7	13.2	13.9	14.1	31.0	31.7	30.9	33.5	33.9	-0.7	-0.5	-5.0	-1.5	0.8	6.1	5.9	6.3	6.0	6.1
Crestuma-Lever	14.9	14.5	14.1	12.9	13.1	31.8	33.0	32.6	31.5	32.1	2.0	0.3	-4.5	-2.7	0.4	5.2	5.7	6.6	6.0	5.7
Enxoé	15.9	16.3	17.5	16.2	16.3	31.7	34.9	34.9	32.8	36.2	0.8	-0.3	-2.2	-2.6	0.1	6.4	6.5	7.3	6.9	7.0
Fronhas	14.0	14.9	13.8	13.6	13.8	33.4	33.0	31.6	33.6	32.8	1.1	0.3	-4.5	-2.1	0.4	5.2	5.8	6.4	6.2	6.2
Funcho	17.9	16.3	18.1	17.3	17.2	37.8	33.7	33.8	32.1	28.7	3.5	0.7	0.5	-0.3	4.7	5.3	5.2	5.8	5.6	4.7
Monte Novo	15.7	15.9	16.9	15.8	16.0	35.2	34.3	35.4	32.8	35.3	-0.2	0.1	-3.3	-2.1	0.3	6.0	6.5	7.2	6.8	6.9
Odeleite	18.3	16.9	17.9	16.9	16.0	35.3	34.8	34.8	33.1	35.3	4.7	-0.1	-0.8	0.4	0.3	5.8	6.1	6.7	6.1	6.9
Pedrogão	16.7	16.2	17.3	16.1	15.9	33.3	34.4	35.2	33.0	30.1	0.2	0.4	-2.9	-2.2	1.7	6.4	6.7	7.3	6.9	5.7
Penha Garcia	14.8	15.3	15.1	14.6	17.9	38.0	34.0	33.9	35.4	41.0	-2.2	-0.1	-5.1	-0.9	0.0	7.1	7.4	7.8	7.6	8.6
Penide	14.9	14.8	14.6	13.7	13.6	30.1	33.3	34.2	32.6	33.0	1.7	1.9	-3.7	-1.4	0.6	5.5	5.6	6.7	6.0	5.8
Santa Clara	16.7	15.8	16.8	16.5	16.6	33.1	33.4	33.8	31.7	33.5	3.7	-0.2	-1.6	-1.1	1.5	5.1	5.2	6.2	5.9	6.0
São Domingos	15.1	15.2	16.4	15.6	15.4	28.7	27.3	32.4	25.8	28.3	2.2	4.5	-1.8	6.5	4.0	4.2	3.8	5.4	3.0	4.2
Torrão	14.9	14.4	14.1	13.4	13.1	31.8	32.8	32.6	30.9	32.1	2.0	0.2	-4.5	-0.9	0.4	5.2	5.8	6.6	6.2	5.7
Vale Covo	14.5	14.2	13.7	12.8	12.5	30.8	32.3	33.5	32.4	32.1	-3.8	-1.6	-6.9	-3.6	-2.4	7.5	7.1	7.7	7.3	6.4
Valor médio	15.5	14.6	14.8	14.3	14.4	32.8	32.5	32.8	32.4	32.5	1.0	-0.3	-4.1	-1.6	0.4	5.9	6.1	6.8	6.3	6.1

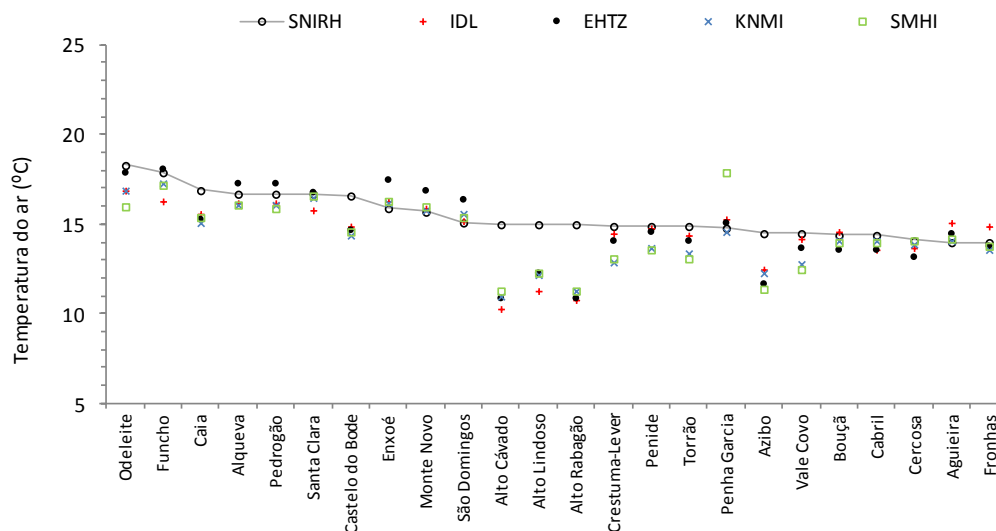
Quadro 6.3 – Valores médios, máximos e mínimos de precipitação total anual (Situação de referência)

	Precipitação total anual (mm)																			
	Valor médio					Valor máximo					Valor mínimo					Desvio padrão				
	SNIRH	IDL	HTZ	KNMI	SMHI	SNIRH	IDL	HTZ	KNMI	SMHI	SNIRH	IDL	HTZ	KNMI	SMHI	SNIRH	IDL	HTZ	KNMI	SMHI
Aguieira	1112	771	1799	1578	1195	1915	1023	3129	2534	1835	549	440	823	725	498	316	181	590	418	311
Alqueva	513	465	420	629	499	822	778	837	984	733	219	282	233	285	271	185	142	175	199	132
Alto Cávado	1811	1591	1306	2410	2324	3779	2366	2506	3763	3571	1230	843	719	1265	1198	665	416	388	552	523
Alto Lindoso	2807	1591	2578	2737	2354	6694	2366	4817	4217	3659	819	843	1462	1311	1090	1434	416	776	632	565
Alto Rabagão	1907	1605	1306	2410	2324	4613	2419	2506	3763	3571	439	843	719	1265	1198	969	429	388	552	523
Azibo	766	841	1829	1116	890	1330	1205	3458	1748	1266	310	514	911	625	481	301	203	585	258	170
Bouça	1026	975	1353	1435	1410	1807	1414	2464	2286	2083	506	504	624	700	677	383	270	482	387	372
Cabril	1343	900	1353	1436	1410	1872	1285	2464	2304	2083	862	463	624	700	677	324	253	482	389	372
Caia	474	503	445	755	660	769	825	996	1186	923	188	332	219	395	381	184	140	205	219	165
Castelo do Bode	1051	844	1253	1312	1160	1942	1226	2324	2059	1772	472	444	561	642	515	378	233	445	357	320
Cercosa	1546	1338	2513	1816	1458	2333	1899	4633	2870	2286	690	626	1201	850	619	386	341	790	467	396
Crestuma-Lever	1173	1024	2028	2089	1960	1873	1488	3479	3298	3101	448	513	952	1026	871	374	251	596	509	515
Enxoé	536	475	494	651	605	1016	757	965	1000	979	209	273	291	283	312	227	135	205	208	180
Fronhas	1112	712	1527	1575	1321	1915	933	2820	2510	1961	549	447	640	766	591	316	158	536	415	342
Funcho	654	522	701	651	813	1258	939	1482	987	1426	281	333	375	255	339	275	163	292	206	267
Monte Novo	502	507	472	682	584	873	806	982	1071	856	211	289	264	321	320	194	147	197	206	155
Odeleite	532	444	373	590	682	1285	1006	708	884	1196	226	229	95	195	291	260	172	158	191	219
Pedrogão	495	478	420	629	521	789	774	837	984	786	211	286	233	285	284	184	137	175	199	142
Penha Garcia	708	468	1071	923	735	1230	802	2197	1513	1014	310	300	560	507	356	273	468	1071	923	735
Penide	1452	1256	2814	2158	1759	2716	1943	4881	3222	2703	936	738	1702	975	811	446	324	783	497	425
Santa Clara	663	468	854	783	1036	1182	802	1682	1159	1753	260	300	491	337	459	265	129	335	242	327
São Domingos	729	510	687	887	650	1116	716	1177	1303	972	479	307	360	520	269	222	126	215	228	177
Torrão	1173	1024	2028	2089	1960	1873	1488	3479	3298	3101	448	513	952	1026	871	374	251	596	509	515
Vale Covo	766	562	721	828	655	1330	771	1389	1330	924	310	370	341	477	340	301	128	248	203	132
Valor médio	1035	828	1264	1340	1207	1931	1251	2342	2095	1856	465	460	640	656	572	385	234	446	374	333

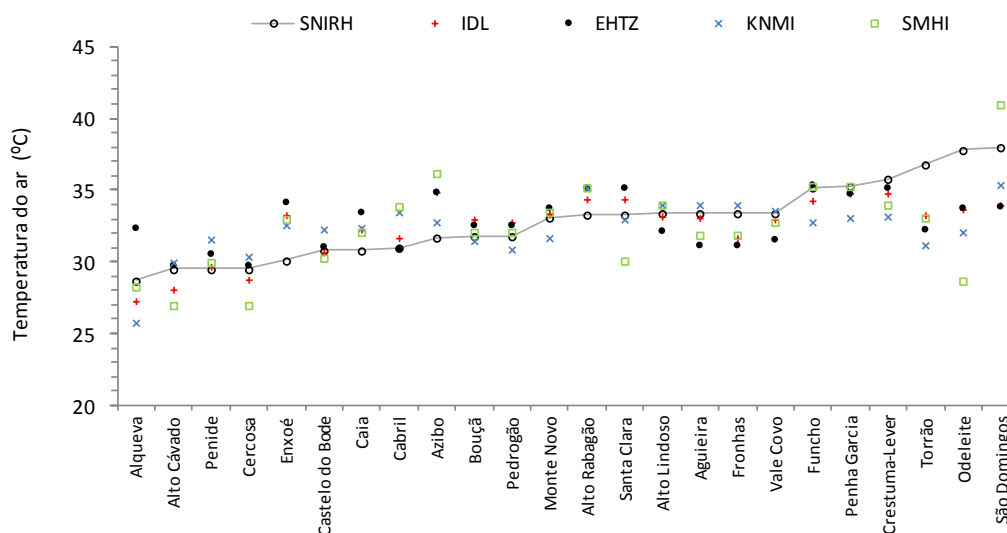
Quadro 6.4 – Valores de AME e RMS, obtidos para as séries de valores de temperatura do ar e de precipitação total anual

	Temperatura do ar (°C)								Precipitação total anual (mm)							
	AME				RMS				AME				RMS			
	IDL	EHTZ	KNMI	SMHI	IDL	EHTZ	KNMI	SMHI	IDL	EHTZ	KNMI	SMHI	IDL	EHTZ	KNMI	SMHI
Aguieira	1.9	3.5	3.6	3.5	2.6	4.4	4.6	4.5	382	887	751	530	478	1165	994	723
Alqueva	1.5	3.4	3.3	3.3	2.0	4.2	4.1	4.1	115	242	315	223	169	309	368	283
Alto Cávado	4.4	4.8	4.5	4.0	4.9	5.8	5.5	4.9	721	872	1338	1270	972	1034	1724	1651
Alto Lindoso	3.4	3.9	3.9	3.6	4.0	4.8	4.9	4.5	1374	1660	1630	1528	165	2016	2075	1956
Alto Rabagão	3.9	4.8	4.5	4.0	4.4	5.8	5.4	4.9	816	947	1244	1168	105	1194	1660	1604
Azibo	2.2	4.0	3.8	4.1	2.8	5.0	4.7	5.1	269	1140	509	375	363	1300	665	480
Bouçã	1.6	3.4	3.5	3.2	2.1	4.3	4.4	4.0	440	663	756	752	579	887	909	887
Cabril	1.7	3.4	3.5	3.2	2.2	4.3	4.4	4.0	742	861	741	695	833	987	1003	984
Caia	1.8	3.6	3.6	3.4	2.2	4.5	4.5	4.3	225	306	465	395	317	351	561	473
Castelo do Bode	2.2	3.6	3.9	3.4	2.7	4.5	4.8	4.3	277	526	577	525	368	723	778	698
Cercosa	2.0	3.6	3.6	3.4	2.5	4.5	4.4	4.3	697	1493	933	823	915	1821	1204	979
Crestuma-Lever	1.5	3.9	4.1	3.8	1.9	4.9	5.0	4.7	464	1165	1209	1094	641	1480	1439	1340
Enxoé	1.4	3.4	3.2	3.2	1.8	4.3	3.9	4.0	171	274	369	336	241	337	432	398
Fronhas	1.9	3.6	3.6	3.5	2.6	4.5	4.6	4.4	429	681	756	599	504	951	990	801
Funcho	1.9	2.9	2.9	2.7	2.3	3.6	3.6	3.4	231	348	404	497	299	450	487	589
Monte Novo	1.7	3.7	3.3	3.3	2.1	4.6	4.1	4.1	150	275	354	286	197	330	403	328
Odeleite	1.5	2.9	2.9	3.4	1.9	3.7	3.7	4.2	172	258	336	400	217	309	422	492
Pedrogão	1.5	3.4	3.2	2.9	2.0	4.2	4.0	3.6	143	284	357	280	216	333	438	361
Penha Garcia	1.7	3.7	3.6	4.6	2.1	4.6	4.5	5.9	294	570	517	393	350	742	606	470
Penide	1.7	3.5	3.5	3.4	2.1	4.4	4.4	4.2	517	1726	1156	861	663	2016	1469	861
Santa Clara	1.5	3.0	2.9	3.0	1.9	3.8	3.7	3.8	243	442	446	614	309	596	516	724
São Domingos	1.2	3.1	2.3	2.5	1.6	3.9	3.1	3.2	317	416	545	431	373	514	689	524
Torrão	1.5	3.9	3.9	3.8	2.0	4.9	4.8	4.7	464	1165	1209	1094	641	1480	1439	1340
Vale Covo	1.6	3.5	3.7	3.8	2.1	4.5	4.6	4.7	293	316	376	329	351	403	489	418
Valor médio	2.0	3.6	3.5	3.5	2.5	4.5	4.4	4.3	414	730	721	646	529	905	907	807

Valores médios anuais da temperatura do ar



Valores máximos anuais da temperatura do ar



Valores mínimos anuais da temperatura do ar

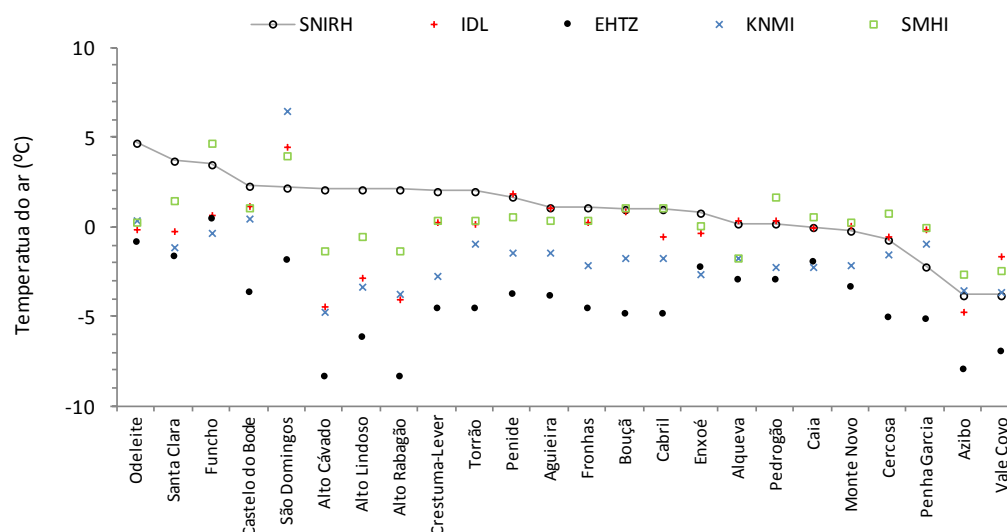
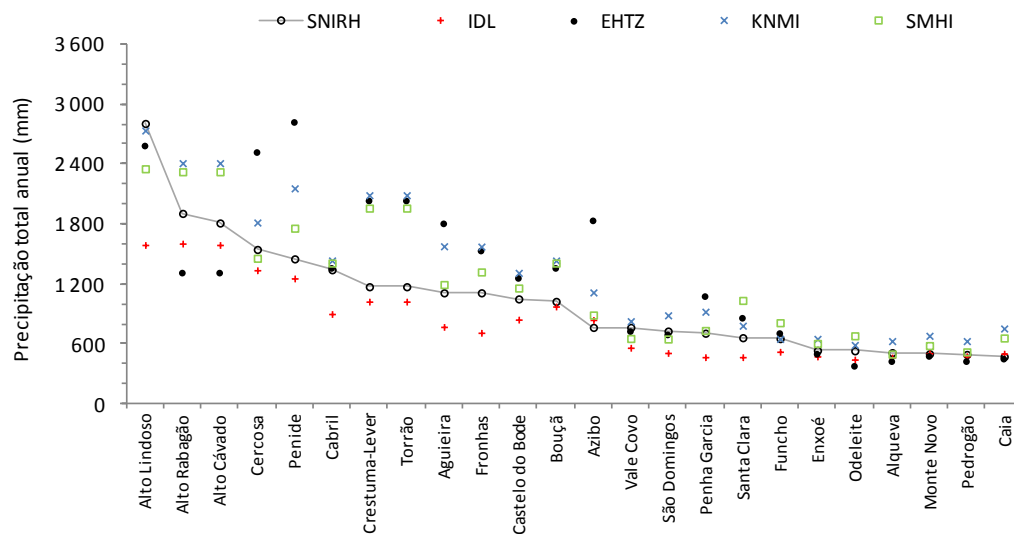
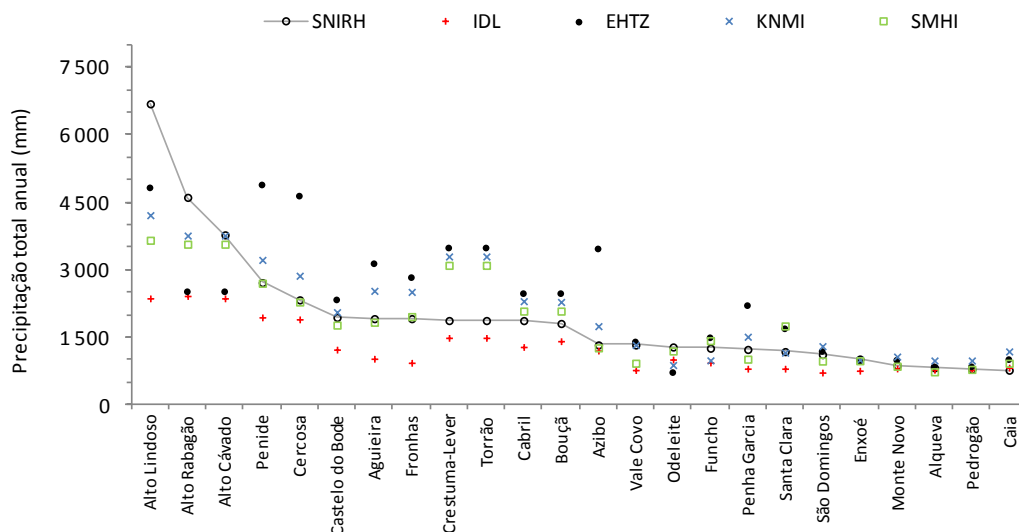


Figura 6.30 - Valores médios, máximos e mínimos de temperatura do ar, obtidos pelo IDL e com os modelos EHTZ, KNMI e SMHI

Valores médios anuais de precipitação total anual



Valores máximos anuais de precipitação total anual



Valores mínimos anuais de precipitação total anual

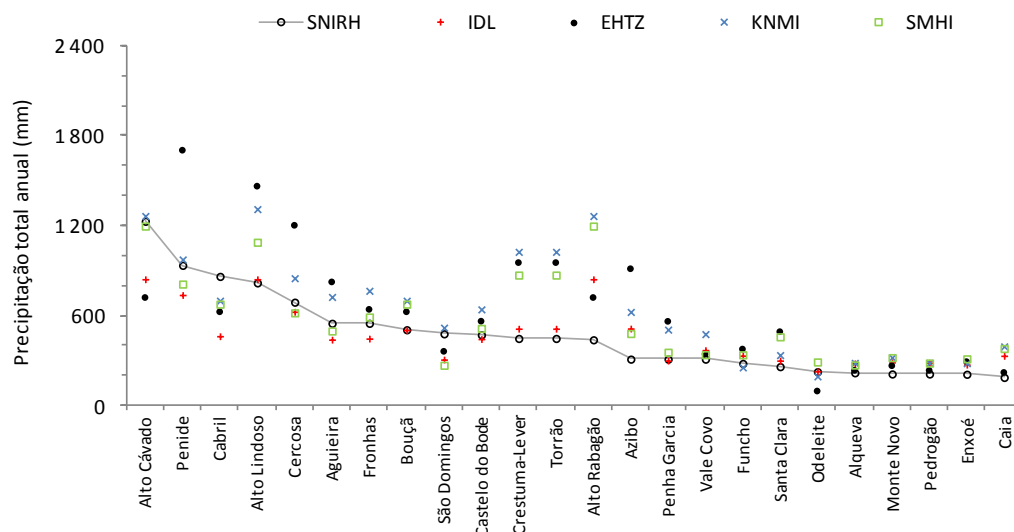


Figura 6.31 - Valores médios máximos e mínimos de precipitação total anual, obtidos pelo IDL e com os modelos EHTZ, KNMI e SMHI

As séries de valores de temperatura do ar e de precipitação obtidas com os modelos climáticos considerados projectam aumentos substanciais de temperatura do ar e alterações significativas dos valores de precipitação na região portuguesa, até ao fim do século XXI.

Nos quadros 6.5 e 6.6 podem observar-se os valores médios, máximos e mínimos anuais das séries de temperatura do ar e de precipitação total anual, que caracterizam a projecção futura (2081-2100), correspondente a cada um dos modelos climáticos

Os resultados obtidos com os modelos ETHZ, KNMI e SMHI, projectam um incremento médio anual da temperatura do ar de aproximadamente 4.6°C (Quadro 6.5) e, no cômputo anual, definem uma diminuição da precipitação no fim do século XXI, sendo em média de 25% no sul do País e variando entre 11% e 17% no Norte e no Centro (Quadro 6.7).

Nas figuras 6.32 a 6.43, pode observar-se a variação média diária dos valores de temperatura do ar e de precipitação, obtida para os dois períodos temporais considerados (1989-2008 e 2081-2100), e os valores observados nas estações meteorológicas entre 1989 e 2008, correspondentes a quatro albufeiras distribuídas de Norte a Sul de Portugal continental: Alto Lindoso; Aguireira; Caia e Odeleite. Adicionalmente, no caso dos valores de precipitação diária incluiu-se o ajustamento de uma série de Fourier, com o objectivo de melhorar a visualização dos dados relativos a este parâmetro (figuras 6.37, 6.39, 6.41 e 6.43).

Quadro 6.5 – Valores médios, máximos, mínimos e de desvio padrão, AME e RMS das séries de valores de temperatura (2081-2100)

Temperatura do ar (°C)																		
Albufeira	Valor médio			Valor máximo			Valor mínimo			Desvio padrão			AME			RMS		
	HTZ	KNMI	SMHI	HTZ	KNMI	SMHI	HTZ	KNMI	SMHI	HTZ	KNMI	SMHI	HTZ	KNMI	SMHI	HTZ	KNMI	SMHI
Aguieira	17.9	17.5	17.7	37.6	38.8	40.4	-0.2	2.9	1.5	7.3	7.3	7.9	4.6	4.7	4.7	5.8	6.1	6.2
Alqueva	20.8	19.6	19.4	38.9	40.2	38.6	1.2	2.3	1.4	7.9	8.3	7.9	4.6	4.7	4.5	5.7	5.9	5.5
Alto Cávado	14.9	14.6	14.7	37.4	35.5	33.7	-4.5	-0.4	0.9	8.3	7.6	6.9	5.2	4.9	4.4	6.5	6.2	5.6
Alto Lindoso	16.0	15.8	15.7	38.8	37.4	36.7	-2.3	1.3	2.0	8.0	7.5	7.2	4.9	4.9	4.5	6.2	6.3	5.8
Alto Rabagão	14.6	14.6	14.7	36.8	35.5	33.7	-4.5	-0.4	0.9	8.3	7.6	6.9	5.0	4.7	4.4	6.3	5.9	5.6
Azibo	15.6	15.9	15.0	37.4	36.4	36.0	-3.7	0.0	-0.3	8.8	8.0	7.7	5.0	4.8	4.7	6.3	6.0	6.0
Bouça	17.0	17.4	17.5	36.3	39.0	38.6	-0.9	2.3	1.4	7.3	7.3	7.2	4.7	4.7	4.4	5.9	6.0	5.7
Cabril	20.1	17.4	17.5	36.3	39.0	38.6	-0.9	2.3	1.4	7.3	7.3	7.2	4.7	4.7	4.4	5.9	6.0	5.7
Caia	20.2	18.9	19.1	39.4	39.5	40.1	0.5	2.0	0.9	8.4	8.4	8.3	5.6	4.8	4.7	6.8	6.1	5.9
Castelo do Bode	18.0	17.7	18.0	37.7	39.8	39.7	0.0	2.8	2.0	7.1	6.8	7.1	4.6	4.7	4.4	5.8	5.8	5.7
Cercosa	16.7	17.2	17.6	37.1	38.5	40.4	-1.5	2.8	1.9	7.3	7.1	7.6	4.7	4.7	4.6	5.9	6.0	6.0
Crestuma-Lever	17.6	16.3	16.6	40.2	37.3	39.0	-0.8	1.9	2.2	7.7	7.2	7.3	4.8	4.8	4.6	6.1	6.1	6.0
Enxoé	21.0	20.0	20.1	38.9	40.8	41.2	1.1	2.7	1.5	7.9	8.2	8.5	4.6	4.8	4.8	5.8	6.0	6.1
Fronhas	17.2	17.0	17.3	36.9	38.5	39.2	-0.6	2.1	0.9	7.3	7.4	7.8	4.7	4.8	4.7	5.9	6.1	6.1
Funcho	21.3	20.5	19.9	36.6	39.8	34.0	3.3	4.4	7.0	6.1	6.4	5.4	4.0	3.9	3.2	4.9	4.9	4.0
Monte Novo	20.5	19.5	19.7	39.6	40.6	41.4	0.9	2.5	1.3	7.9	8.1	8.4	4.7	4.8	4.8	5.9	6.0	6.0
Odeleite	21.2	20.3	20.5	37.9	40.7	40.2	2.0	3.6	4.1	7.0	7.2	7.6	4.2	4.2	5.0	5.1	5.2	6.2
Pedrogão	20.8	19.9	19.1	38.9	41.0	35.2	1.2	2.7	3.1	7.9	8.2	6.7	4.6	4.8	3.9	5.7	6.0	4.9
Penha Garcia	18.9	18.3	14.1	38.4	38.6	32.8	-1.2	0.3	-0.6	8.9	8.6	6.9	4.8	4.8	4.8	5.9	5.9	6.1
Penide	18.2	17.1	17.1	41.8	38.8	39.8	-0.2	2.7	2.8	7.8	7.2	7.4	4.9	4.7	4.6	6.2	6.1	6.0
Santa Clara	20.0	19.8	19.9	35.4	40.7	40.4	1.5	3.3	5.1	6.5	6.8	7.1	4.2	4.2	4.2	5.1	5.3	5.4
São Domingos	19.3	18.1	17.9	37.5	37.5	33.8	2.2	4.9	5.1	5.8	5.1	4.7	4.0	3.3	3.2	5.0	4.3	4.1
Torrão	17.6	16.3	16.6	40.2	37.3	39.0	-0.8	1.9	2.2	7.7	7.2	7.3	4.8	4.6	4.6	6.1	5.8	6.0
Vale Covo	17.6	16.6	16.1	39.4	37.2	38.0	-2.1	0.2	-0.1	8.9	8.0	7.9	5.0	4.9	4.8	6.3	6.1	6.1
Valor médio	18.5	17.8	17.6	38.1	38.7	37.9	-0.4	2.1	2.0	7.6	7.5	7.3	4.7	4.6	4.5	5.9	5.8	5.7

Quadro 6.6 – Valores médios, máximos, mínimos e de desvio padrão, AME e RMS das séries de valores de precipitação total anual (2081-2100)

Precipitação total anual (mm)																		
Albufeira	Valor médio			Valor máximo			Valor mínimo			Desvio padrão			AME			RMS		
	HTZ	KNMI	SMHI	HTZ	KNMI	SMHI	HTZ	KNMI	SMHI	HTZ	KNMI	SMHI	HTZ	KNMI	SMHI	HTZ	KNMI	SMHI
Aguieira	1567	1386	1054	3386	2418	1872	430	657	483	691	484	376	759	501	377	1046	628	463
Alqueva	332	478	389	813	845	672	67	179	142	211	193	147	248	257	177	332	332	240
Alto Cávado	1199	2120	1920	2561	3515	3370	368	1115	1011	517	711	655	584	680	714	714	867	873
Alto Lindoso	2282	2420	2022	4037	4075	3595	771	1228	983	983	825	716	1136	777	711	1401	984	892
Alto Rabagão	1199	2120	1920	2561	3515	3370	368	1115	1011	517	711	655	584	680	714	714	867	873
Azibo	1534	1035	810	3233	1739	1357	604	531	461	643	358	260	856	335	239	1055	414	304
Bouça	1156	1191	1091	2506	2094	2055	277	600	505	536	415	429	608	497	520	843	612	637
Cabril	1156	1191	1091	2506	2094	2055	277	600	505	536	415	429	608	498	520	843	613	637
Caia	350	586	501	820	1048	897	71	236	177	216	232	188	271	287	240	358	374	312
Castelo do Bode	1057	1093	924	2207	1915	1668	254	566	465	486	380	355	556	457	429	758	564	528
Cercosa	2139	1603	1272	4584	2752	2350	590	764	580	934	551	473	1112	559	479	1422	699	594
Crestuma-Lever	1804	1855	1666	3369	3140	3102	816	908	766	610	624	608	728	610	626	1051	768	782
Enxoé	386	487	445	908	867	858	85	181	166	234	200	196	269	273	247	378	354	336
Fronhas	1359	1333	1075	2903	2325	1966	363	652	496	598	462	405	642	523	458	930	648	563
Funcho	461	438	540	1217	794	1008	29	122	188	345	194	250	371	286	359	523	376	482
Monte Novo	371	517	445	882	928	805	79	194	162	233	211	175	275	274	215	367	352	288
Odeleite	196	392	445	482	725	829	15	101	132	130	185	206	216	267	297	294	347	410
Pedrogão	332	478	403	813	845	746	67	179	155	211	193	163	248	257	194	332	332	263
Penha Garcia	852	779	612	1889	1535	1082	275	346	279	438	317	223	573	335	250	734	422	307
Penide	2476	1968	1597	4861	3298	2808	815	987	760	967	675	572	1143	613	532	1434	772	671
Santa Clara	589	536	690	1265	984	1343	74	165	242	400	240	323	459	338	458	625	443	602
São Domingos	531	717	530	1035	1226	1016	144	386	285	272	251	210	297	300	235	402	370	299
Torrão	1791	1855	1666	3369	3140	3102	569	908	766	634	624	608	740	610	626	1054	768	782
Vale Covo	624	784	610	1190	1361	1008	229	385	341	241	273	190	314	264	173	408	329	217
Valor médio	1073	1140	988	2225	1966	1789	318	546	461	483	405	367	567	437	408	751	551	515

Quadro 6.7 – Variação dos valores de precipitação total anual entre a situação de referência (1989-2008) e a projecção futura (2081-2100)

	Precipitação total anual (mm)									Porcentagem do valor médio de precipitação total anual								
	Variação média			Variação máxima			Variação mínima			Variação média			Redução máxima			Incremento máximo		
	EHZ	KNMI	SMHI	EHZ	KNMI	SMHI	EHZ	KNMI	SMHI	EHZ	KNMI	SMHI	EHZ	KNMI	SMHI	EHZ	KNMI	SMHI
Aguieira	168	192	140	153	1203	907	-1620	-1130	-811	9	12	12	49	47	49	52	45	44
Alqueva	72	151	110	692	804	591	-499	-390	-247	17	24	22	83	82	81	60	40	34
Alto Cávado	88	289	405	130	1751	1672	-1243	-1403	-1197	7	12	17	52	47	47	50	37	34
Alto Lindoso	246	317	332	241	2014	1710	-1938	-1504	-1350	10	12	14	50	48	47	40	36	37
Alto Rabagão	88	289	405	130	1751	1672	-1243	-1403	-1197	7	12	17	52	47	47	50	37	34
Azibo	263	81	80	205	740	611	-1645	-820	-575	14	7	9	60	42	48	48	47	45
Bouça	144	245	320	142	1214	1188	-1289	-954	-907	11	17	23	58	53	57	52	42	44
Cabril	144	246	320	142	1214	1188	-1289	-954	-907	11	17	23	58	53	57	52	41	44
Caia	82	169	158	817	950	746	-427	-429	-329	18	22	24	82	80	81	43	36	36
Castelo do Bode	150	219	236	125	1108	1045	-1054	-878	-809	12	17	20	54	54	59	45	43	46
Cercosa	313	212	186	247	1322	1161	-2195	-1227	-1004	12	12	13	53	46	51	47	43	44
Crestuma-Lever	148	234	294	121	1457	1482	-1249	-1242	-1157	7	11	15	35	44	48	36	38	37
Enxoé	87	164	160	741	819	813	-531	-414	-382	18	25	26	77	82	83	55	41	39
Fronhas	100	242	246	134	1252	1053	-1473	-1091	-875	7	15	19	48	50	54	52	43	45
Funcho	226	213	273	144	865	1238	-433	-367	-417	32	33	34	97	88	87	29	37	29
Monte Novo	89	165	139	832	877	694	-499	-414	-303	19	24	24	85	82	81	51	39	35
Odeleite	177	198	237	692	783	1065	-129	-308	-302	47	34	35	98	89	89	18	35	25
Pedrogão	72	151	118	692	804	631	-499	-390	-314	17	24	23	83	82	80	60	40	40
Penha Garcia	195	144	123	163	931	735	-993	-786	-418	18	16	17	75	62	73	45	52	41
Penide	281	191	163	211	1573	1257	-1851	-1225	-1185	10	9	9	43	49	47	38	38	44
Santa Clara	243	247	346	160	993	1510	-425	-431	-556	28	32	33	96	86	86	25	37	32
São Domingos	130	170	120	677	750	650	-437	-521	-434	19	19	18	57	58	67	37	40	45
Torrão	161	234	294	121	1457	1482	-1249	-1242	-1157	8	11	15	35	44	48	36	38	37
Vale Covo	78	44	45	773	543	488	-547	-750	-396	11	5	7	56	41	53	39	56	43
Valor médio	156	200	219	132	1132	1066	-1032	-845	-718	15	18	20	64	61	63	44	41	39

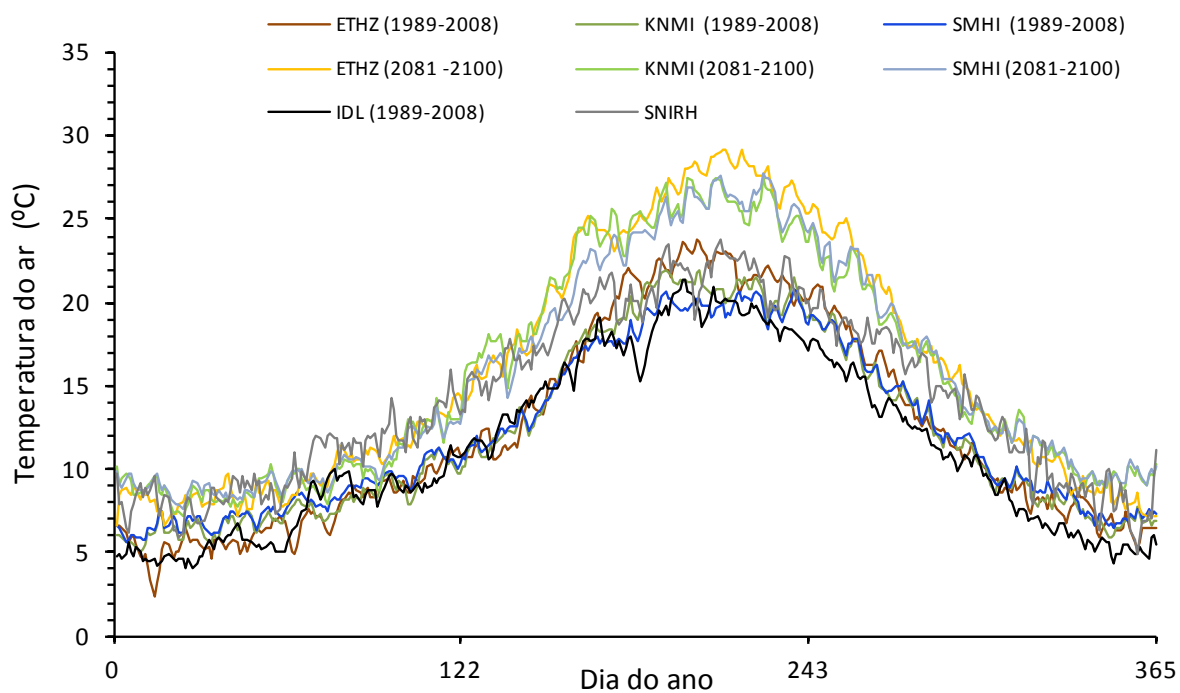


Figura 6.32 - Albufeira do Alto Lindoso – Valores médios de temperatura média diária (1989-2008/2081-2010)

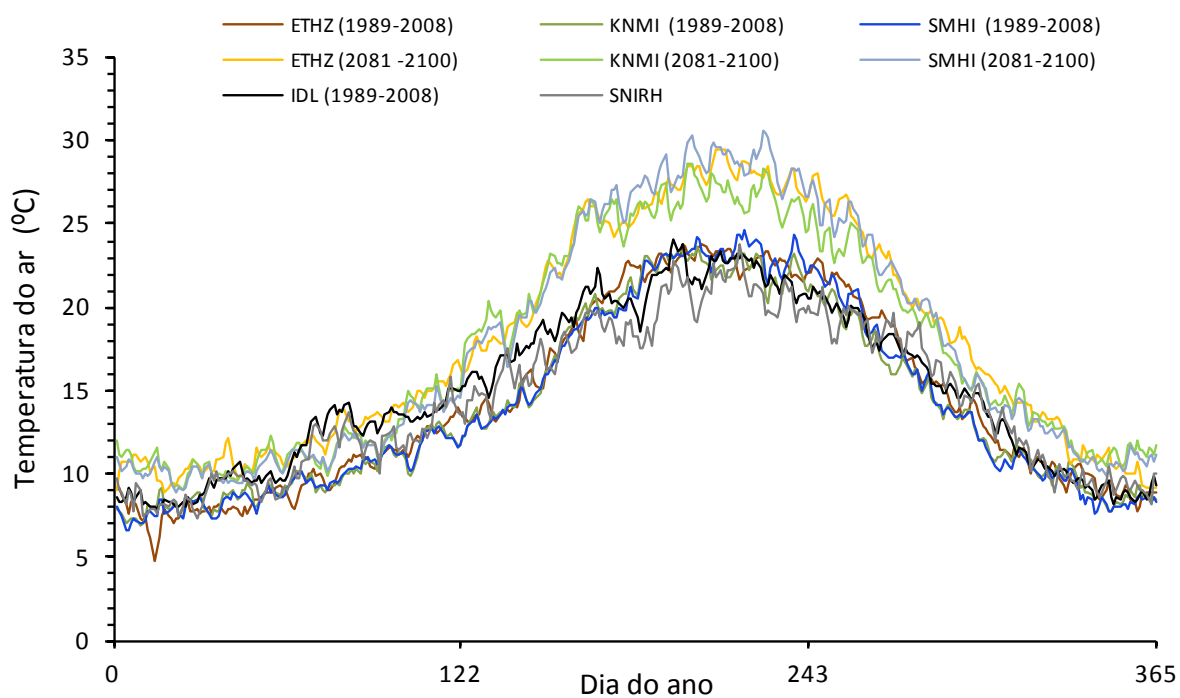


Figura 6.33 - Albufeira da Aguieira – Valores médios de temperatura média diária (1989-2008/2081-2010)

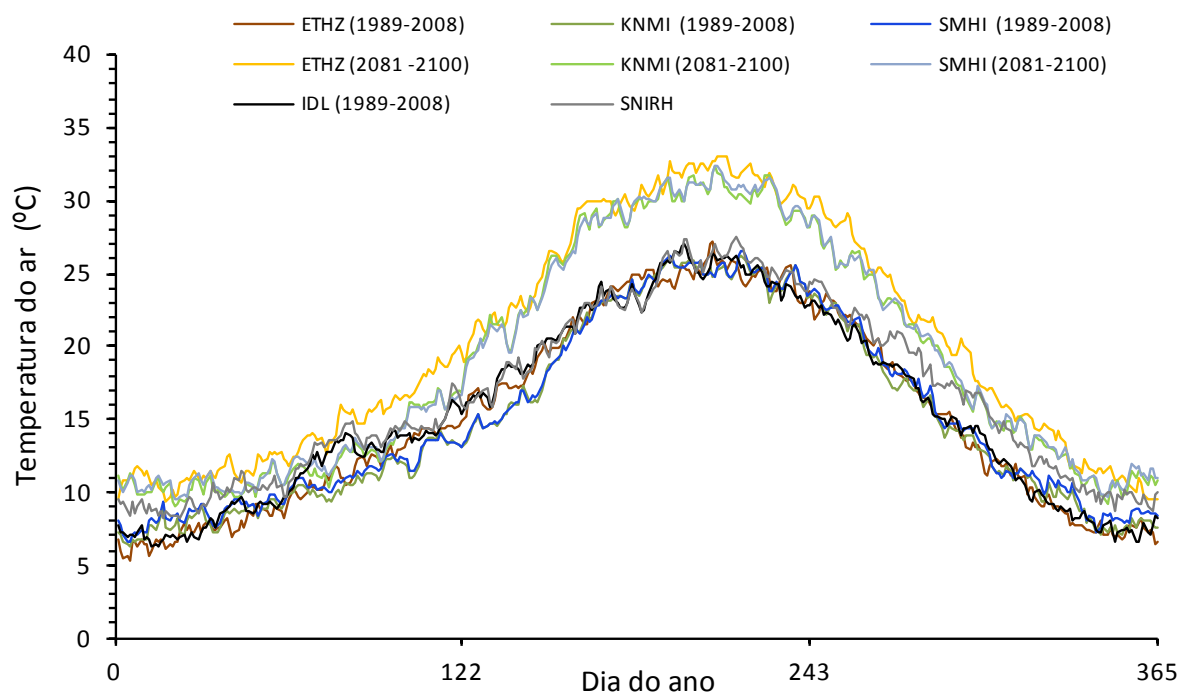


Figura 6.34 - Albufeira do Caia – Valores médios de temperatura média diária (1989-2008/2081-2010)

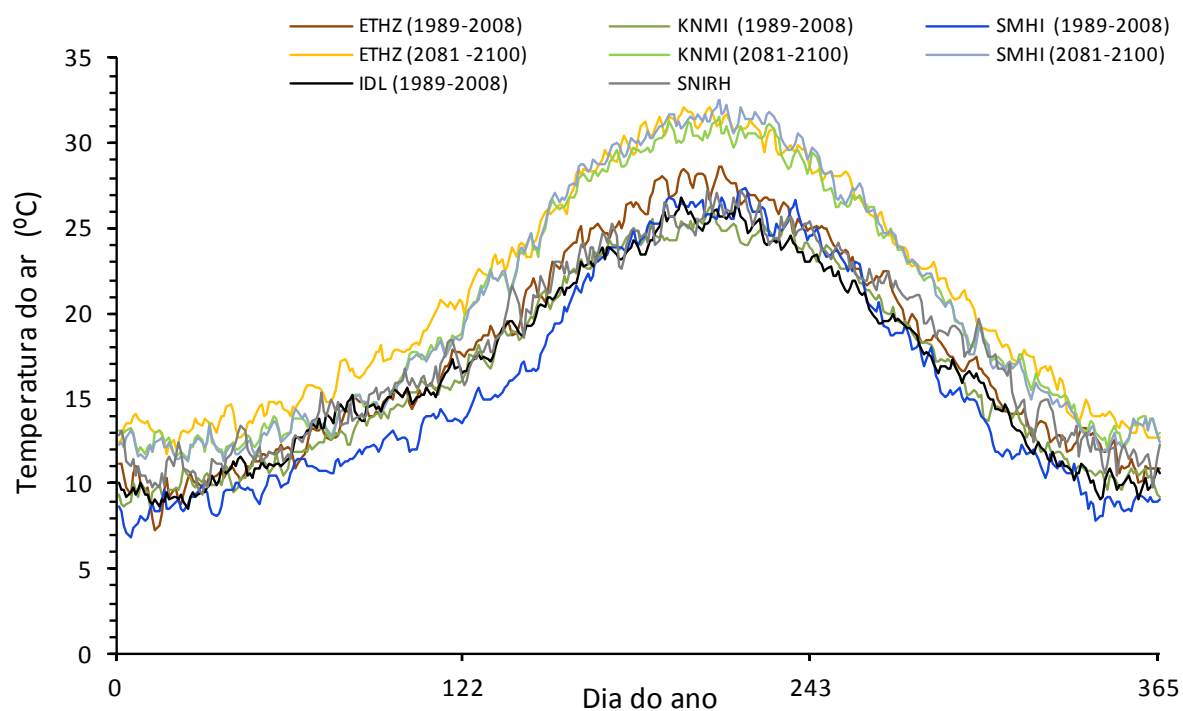


Figura 6.35 - Albufeira de Odeleite – Valores médios de temperatura média diária (1989-2008/2081-2010)

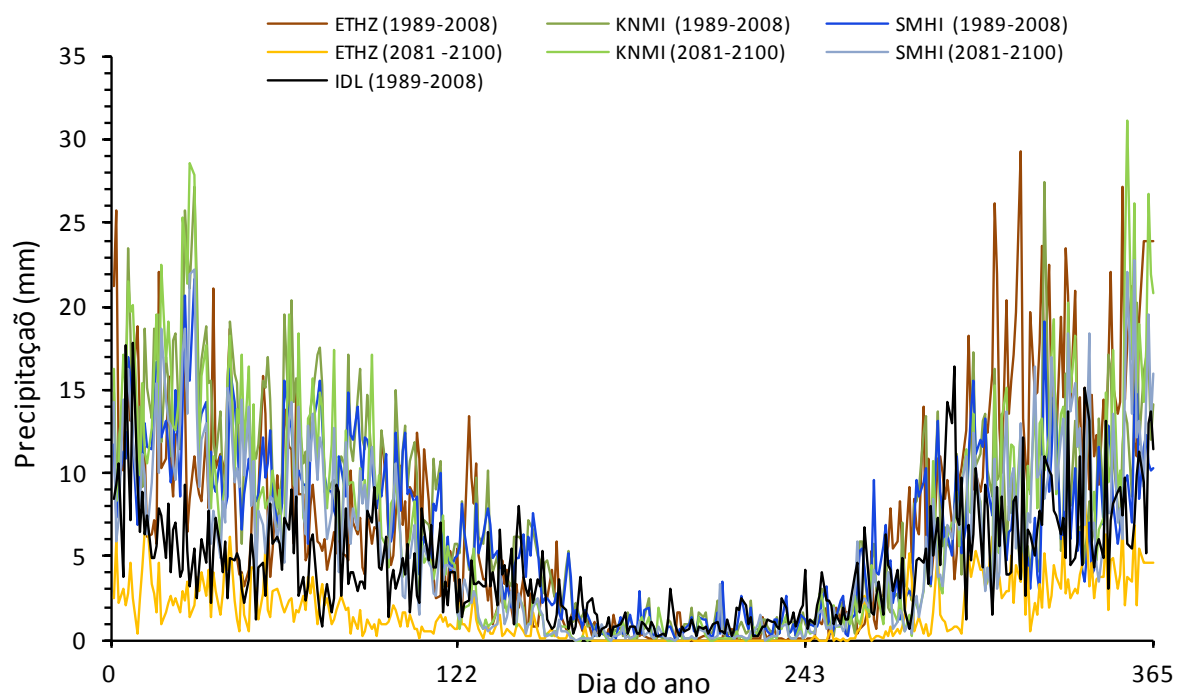


Figura 6.36 - Albufeira do Alto Lindoso – Valores médios de precipitação média diária (1989-2008/2081-2100)

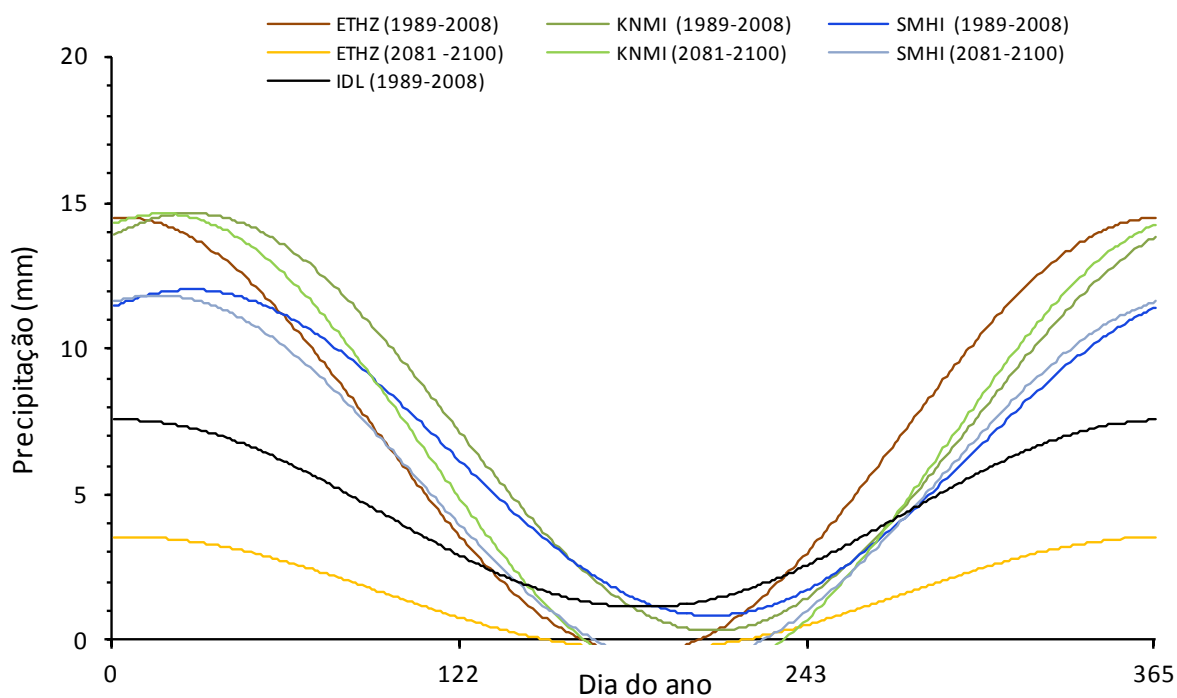


Figura 6.37 - Albufeira do Alto Lindoso – Série de Fourier ajustada aos valores médios de precipitação média diária

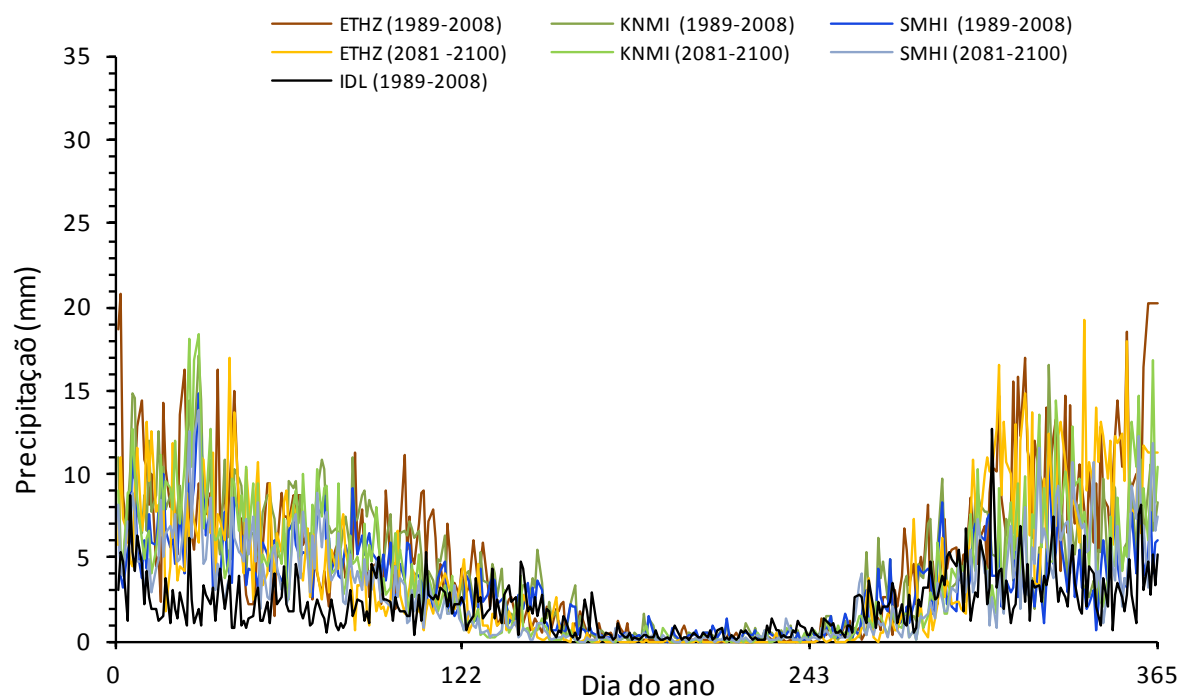


Figura 6.38 - Albufeira da Aguieira – Valores médios de precipitação média diária (1989-2008/2081-2100)

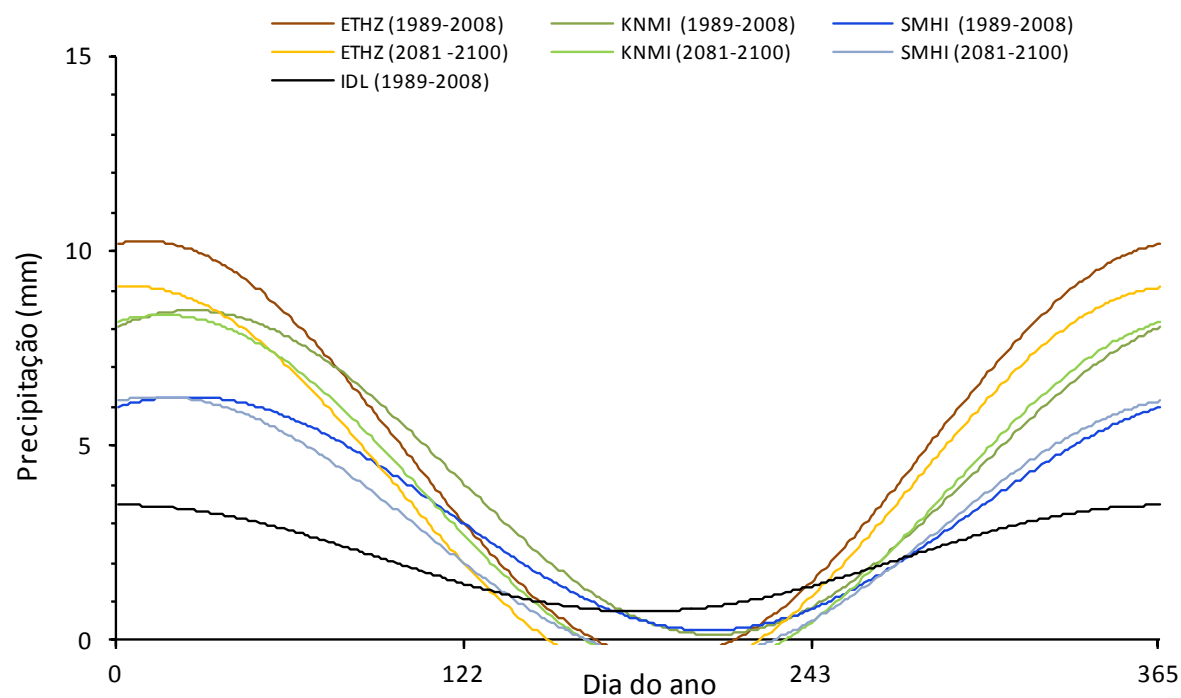


Figura 6.39 - Albufeira da Aguieira – Série de Fourier ajustada aos valores médios de precipitação média diária

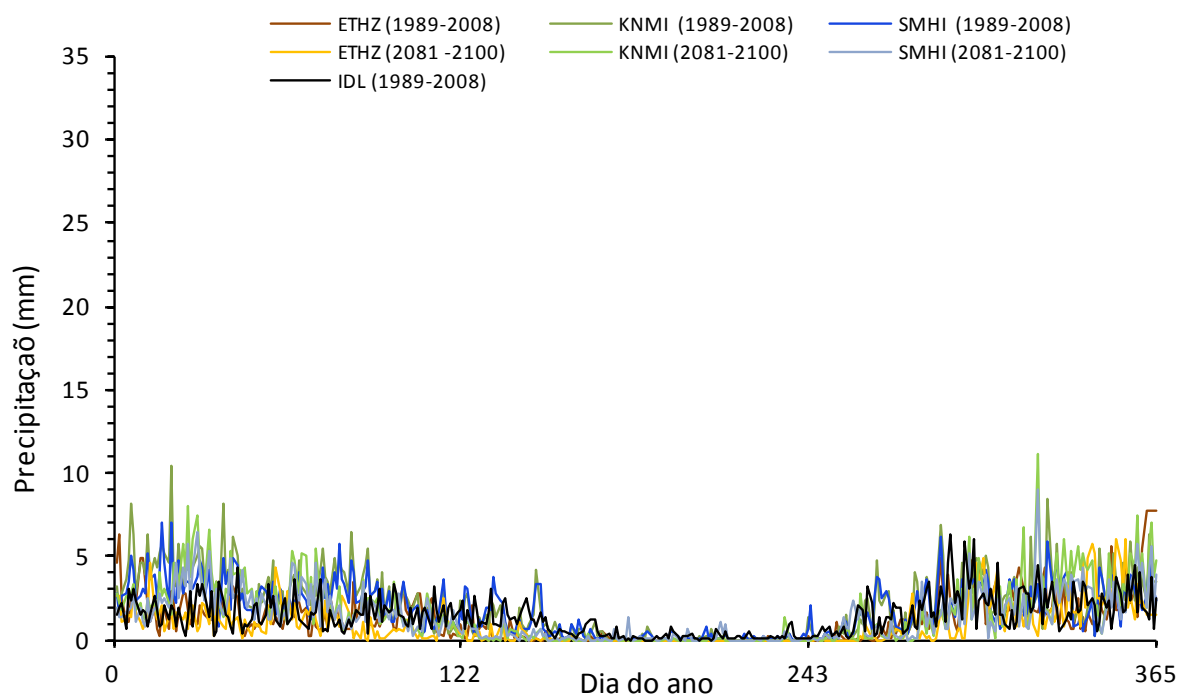


Figura 6.40 - Albufeira de Caia – Valores médios de precipitação média diária (1989-2008/2081-2100)

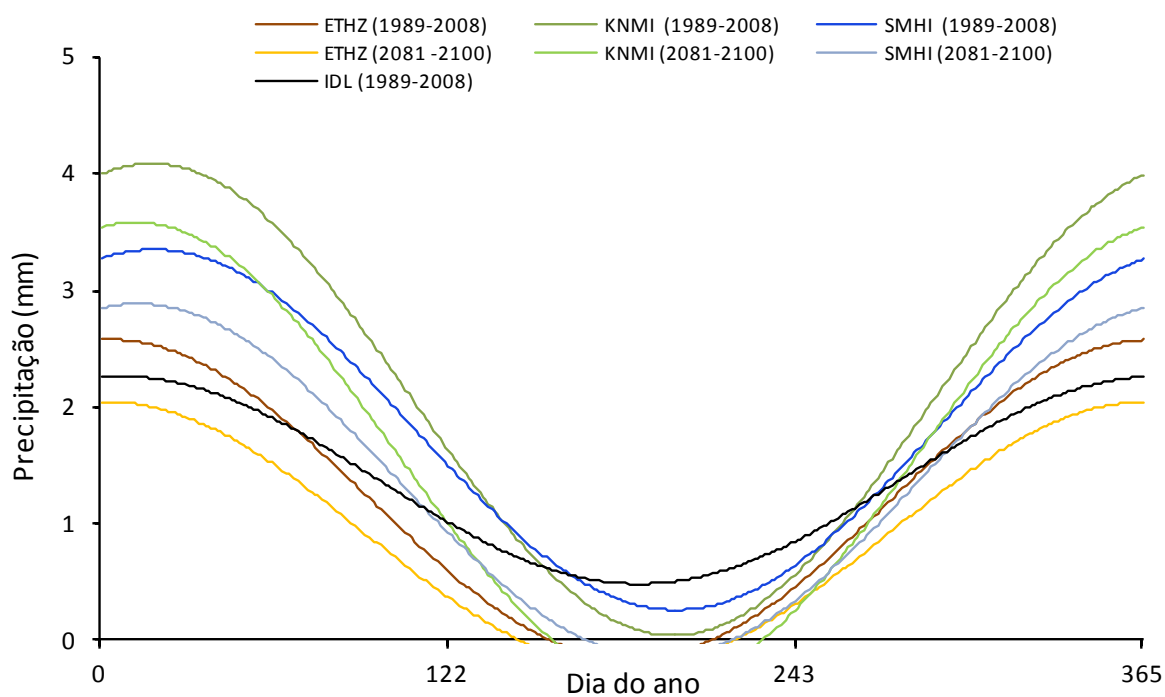


Figura 6.41 - Albufeira de Caia – Série de Fourier ajustada aos valores médios de precipitação média diária

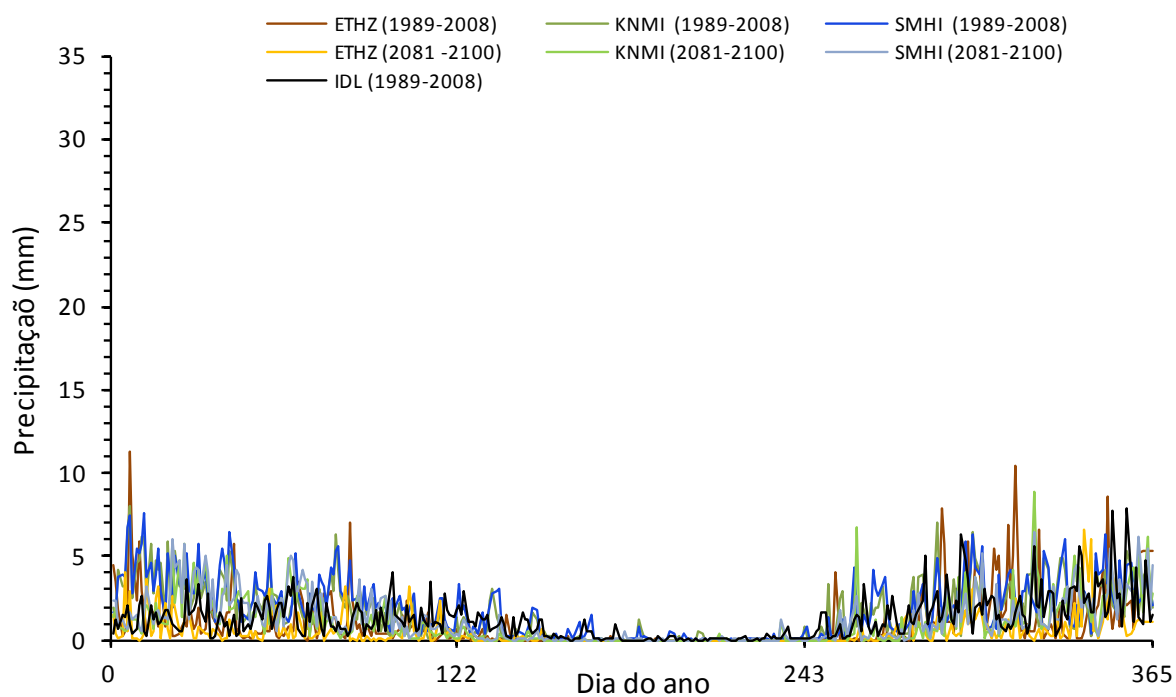


Figura 6.42 - Albufeira de Odeleite – Valores médios de precipitação média diária (1989-2008/2081-2100)

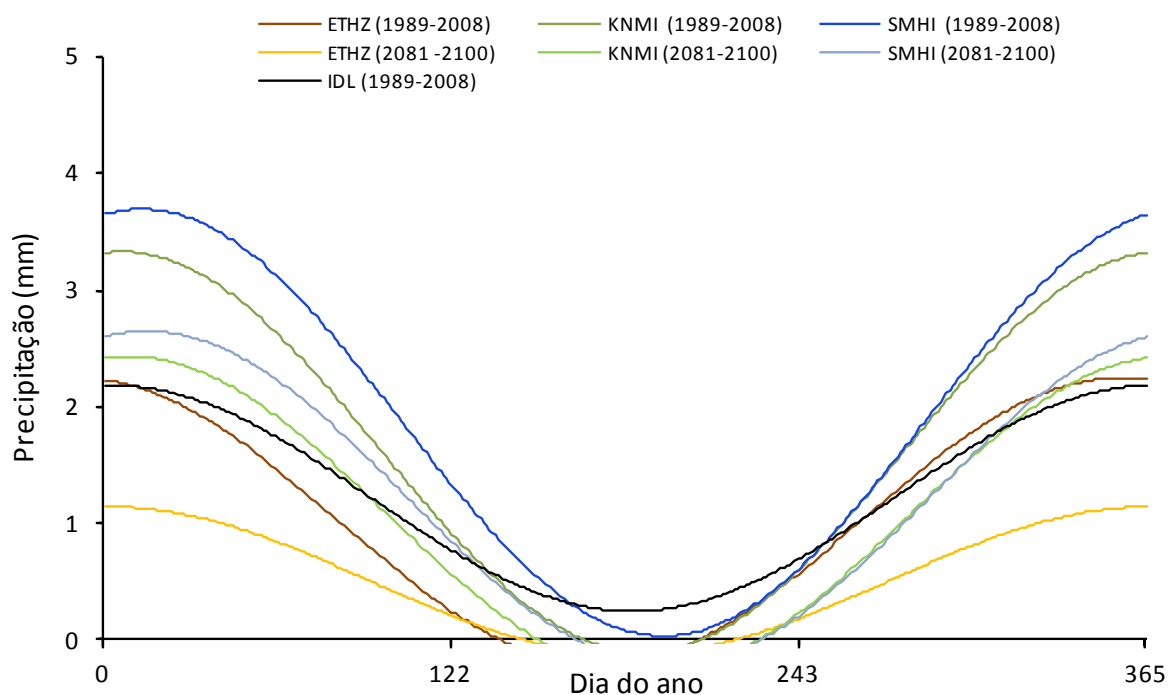


Figura 6.43 - Albufeira de Odeleite – Série de Fourier ajustada aos valores médios de precipitação média diária

6.3.3 – Condições iniciais

Em função da homogeneização térmica das massas de água de doce, característica dos meses mais frios do ano, assumiu-se que a utilização de um valor único para caracterizar toda a coluna de água, como condição inicial de todas as simulações, seria suficiente para uma correcta calibração dos modelos de simulação. Assim, como condição inicial das simulações dos cenários de referência utilizou-se o valor de temperatura da água e da concentração dos restantes constituintes observados à superfície em cada uma das massas de água. Inicialmente, na definição do valor inicial de temperatura da água a utilizar nas simulações das projecções futuras estimaram-se os valores de temperatura da água em função dos valores de temperatura do ar, tendo-se utilizado relações obtidas entre os dois parâmetros com a simulação da situação de referência. No entanto, esta abordagem é limitada pelo facto de existir um desfaseamento significativo entre a temperatura do ar e a temperatura da água. Assim, como os valores obtidos para a situação de referência e para as simulações futuras, são semelhantes, optou-se pela utilização nas simulações das projecções futuras da condição inicial das simulações dos cenários de referência.

6.3.4 – Afluências ao sistema

Balanço de volumes

Os valores de caudal utilizados para caracterizar o balanço de volumes de cada uma das albufeiras foram disponibilizados pelas seguintes instituições: Instituto da Água (INAG); EDP – Energias de Portugal; Águas de Trás-os-Montes e Alto Douro; Associação de Beneficiários do Caia; Câmara Municipal de Peniche; Sociedade Exploradora de Recursos Energéticos e Empresa de Desenvolvimento e Infra-estruturas do Alqueva, S.A.. Os valores de caudal afluente/efluente, foram introduzidos no modelo CE-QUAL-W2, com uma discretização mensal. Posteriormente, verificou-se o balanço de volumes através da comparação dos valores de volume simulado com o modelo e os valores de volume armazenada observados em cada uma das albufeiras.

Os valores de caudal utilizados nos cenários futuros foram obtidos através da afectação dos valores de caudal que caracterizam a situação de referência, pela variação mensal dos valores de precipitação, que caracterizam a situação de referência e as projecções futuras (equações 6.4 e 6.5). Através da utilização de um algoritmo, os valores de caudal efluente foram alterados para que nunca se ultrapassa-se o nível mínimo de exploração (Nme) e o nível de pleno armazenamento (NPA), das albufeiras. Sempre que foi necessário reduzir ou aumentar o caudal efluente, modificaram-se os valores que caracterizam as efluências, com a seguinte ordem: caudal descarregado; caudal turbinado; caudal utilizado para rega e, finalmente, o caudal captado para diferentes consumos.

$$Q_f = Q_r + \left(\frac{\alpha * Q_r}{100} \right) \quad \text{se} \quad \alpha > 0 \quad (6.4)$$

$$Q_f = Q_r - \left(\frac{|\alpha| * Q_r}{100} \right) \quad \text{se} \quad \alpha < 0 \quad (6.5)$$

em que:

Q_f - valor de caudal mensal que caracteriza o cenário projectado para 2081-2100, ($\text{m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$);

Q_r - valor de caudal mensal que caracteriza a situação de referência, 1989-2008, ($\text{m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$);

α - variação do valor de precipitação entre os dois cenários; (%).

No Quadro 6.8 pode observar-se a variação dos valores de escoamento afluente e do caudal efluente, obtidas com a simulação das projecções climáticas futuras. A redução dos valores de escoamento afluente reflecte a redução dos valores de precipitação total anual, e atinge aproximadamente 25%, sendo mais significativa nas albufeiras de Alqueva, Pedrogão e Enxoé; e menos significativa nas albufeiras de Alto Lindoso, São Domingos, Torrão e Crestuma-Lever. O caudal turbinado foi reduzido em 11% e o caudal captado em 6%.

Quadro 6.8 – Variação percentual do regime de caudais determinado pela simulação das projecções climáticas futuras

	Escoamento superficial			Caudal turbinado			Consumo		
	EHZ	KNMI	SMHI	EHZ	KNMI	SMHI	EHZ	KNMI	SMHI
Aguieira	-23.9	-19.8	-19.7	-16.2	-12.0	-12.8	-	-	-
Alqueva	-46.2	-52.6	-30.6	-22.9	-44.5	-27.1	-	-	-
Alto Cávado	-23.7	-22.8	-24.2	-	-	-	-	-	-
Alto Lindoso	-15.5	-21.4	-23.0	-20.6	-7.1	-12.5	-	-	-
Alto Rabagão	-23.7	-22.8	-24.2	-8.3	-9.6	-11.4	-	-	-
Azibo	-29.4	-20.7	-17.3	7.3	39.9	-12.4	-	-	-
Bouça	-25.6	-23.3	-25.7	-17.1	-11.4	-14.5	-	-	-
Cabril	-25.6	-23.3	-25.7	-0.9	-1.5	-3.5	-	-	-
Caia	-23.6	-29.9	-25.4	-4.6	-0.1	1.0	-	-	-
Castelo do Bode	-26.7	-22.0	-22.8	-3.9	-2.6	-8.5	-	-	-
Cercosa	-22.0	-18.7	-17.6	-	-	-	0.0	0.0	0.0
Crestuma-Lever	-19.3	-19.0	-21.7	-2.8	-11.0	-12.1	-	-	-
Enxoé	-31.5	-28.0	-26.1	-	-	-	-22.3	-26.0	-19.7
Fronhas	-22.1	-21.6	-24.5	-8.6	-	-	-	-	-
Funcho	-14.0	-29.9	-22.2	-	-	-	6.1	-16.6	2.3
Monte Novo	-23.0	-29.6	-24.7	-	-	-	3.8	-3.4	-4.2
Odeleite	-25.6	-28.9	-20.5	-	-	-	11.8	-4.1	19.7
Pedrogão	-50.9	-49.9	-49.9	-29.0	-42.9	-33.7	-	-	-
Penha Garcia	-23.5	-28.6	-22.3	-	-	-	-15.1	-11.5	-10.1
Penide	-20.8	-17.6	-17.3	-	-	-	0.0	0.0	0.0
Santa Clara	-25.1	-29.9	-25.0	-	-	-	1.6	1.8	-2.5
São Domingos	-18.3	-23.1	-20.0	-	-	-	-13.1	-0.8	-1.7
Torrão	-19.3	-19.0	-21.7	-4.3	-7.5	-9.3	-	-	-
Vale Covo	-24.0	-	-16.2	-	-	-	-28.0	-27.0	-27.3
Valor médio	-25.1	-25.8	-23.7	-10.1	-9.2	-13.1	-5.5	-8.8	-4.3

Qualidade da água

Apesar deste estudo se centrar na análise da evolução térmica das massas de água, a breve análise da evolução do OD determinou a inclusão de mais alguns parâmetros que, para além da temperatura da água, são fundamentais para a correcta simulação deste parâmetro: sólidos dissolvidos totais (SDT), ortofosfatos ($P-PO_4$), azoto amoniacal ($N-NH_4$), nitratos e nitritos ($N-NO_x$), carência bioquímica de oxigénio (CBO_5), biomassa algal, carbono inorgânico total e alcalinidade. Nos quadros 6.9 e 6.10 pode observar-se as estações de qualidade da água do SNIRH, utilizadas na caracterização de cada uma das linhas de água.

A definição dos valores de temperatura da água das afluentes, a utilizar nos cenários climáticos futuros, em função das projecções da temperatura do ar, realizou-se através da obtenção de correlações entre os dois conjuntos de valores. Após várias tentativas de ajustamento através do método de regressão logística e do método de regressão linear, concluiu-se, em função dos valores

de coeficiente de correlação, que este último era o mais adequado aos objectivos pretendidos. Nos quadros 6.9 e 6.10 pode observar-se o coeficiente de correlação e a equação linear correspondente a cada uma das linhas de água. O valor médio de pares de valores de temperatura diária da água e do ar é de 124, e o valor médio obtido para o coeficiente de correlação é de 0.83.

Quadro 6.9 – Dados de qualidade da água I (Fonte: INAG)

Albufeira	Número de ramos	Linha de água	Estação de qualidade temperatura da água	Correlação linear temperatura da água/ar	Número de pares de valores da amostra/R ²	Estação de qualidade constituintes
Cercosa	1	Rio Alfusqueiro	Ac. Rio Alfusqueiro (09H/05) (2002-2008)	$T_{ag} = 0.9339T_{ar} + 2.4859$	N=84 R ² = 0.80	Ac. Rio Alfusqueiro (09H/05) (2002-2008) Ponte Vouzela (09I/02) (1989-2001)
Vale Covo	1	Rib.ª de Relvas	Quinta das Laranjeiras (06O/03) (1990-1999)	$T_{ag} = 0.8652T_{ar} + 3.752$	N=92 R ² = 0.86	Alb. Salgueiral (06O/09) (1998-1999)
Penide	1	Rio Cávado	Padim da Graça (04G/04) (1989-1999) Ponte Bico (04G/01) (2000-2008)	$T_{ag} = 0.5785T_{ar} + 6.0647$	N=101 R ² = 0.80	Padim da Graça (04G/04) (1989-1999) Ponte Bico (04G/01) (2000-2008)
Penha Garcia	1	Rio Ponsul	Alb. de Penha Garcia (13O/01) (2002-2004)(2007-2008) Ponte Munheca (14N/02) (1989-2004)(2005-2006)	$T_{ag} = 0.7313 T_{ar} + 4.8972$	N=153 R ² = 0.82	Alb. de Penha Garcia (13O/01) (2001-2009)
Alto Cávado	1	Rio Cávado	Alb. Alto Cávado (03J/07) (1995-2008)	$T_{ag} = 0.8926T_{ar} + 3.9451$	N=155 R ² = 0.83	Alb. Alto Cávado (03J/07) (1995-2008)
São Domingos	1	Rio S. Domingos	Alb. São Domingos (18B/01) (1999-2008)	$T_{ag} = 1.0958T_{ar} + 0.3688$	N=84 R ² = 0.86	Alb. São Domingos (18B/01) (1999-2008)
Enxoé	1	Rib.ª de Enxoé	Alb. de Enxoé (26M/02) (1998/2008)	$T_{ag} = 0.7261T_{ar} + 5.2353$	N=84 R ² = 0.80	Alb. de Enxoé (26M/02) (1998/2008)
Gouvães		Rio Louredo	Praia Aurora (06I/04) (1993-2008)	$T_{ag} = 0.8945T_{ar} + 2.3929$	N=169 R ² = 0.80	Ponte Canavezes (06I/02) (1989-1999)
Monte Novo	2	Rio Degebe	Flor da Rosa (23I/01) (2001/2008)	$T_{ag} = 0.7053T_{ar} + 5.8045$	N=2779 R ² = 0.83	Alb. de Monte Novo (22K/02) (1994/2008)
Daivões	1	Rio Tâmega	Praia Aurora (06I/04) (1993-2008)	$T_{ag} = 0.8945T_{ar} + 2.3929$	N=169 R ² = 0.80	Ponte Canavezes (06I/02) (1989-1999)
Bogueira	1	Rio Mondego	Ferreirós (11I/01) (1989-2008)	$T_{ag} = 0.9358T_{ar} + 1.7157$	N=193 R ² = 0.80	Nelas (10K/03) (1989-2008)
Funcho	1	Rio Arade	Foz do Ribeiro (30H/04) (2001-2008)	$T_{ag} = 0.8953T_{ar} + 2.8989$	N=61 R ² = 0.83	Foz do Ribeiro (30H/04) (2001-2008)
Bouçã	1	Rio Zêzere	Simulação da albufeira de Cabril	-	-	Dornelas Zêzere (13K/02) (1985-2008)
Fronhas	1	Rio Alva	Aldeia Dez (12I/03) (2002-2008)	$T_{ag} = 0.8358T_{ar} + 2.3405$	N=84 R ² = 0.81	São Pedro (12I/04) (2001-2008)
Alto Tâmega		Rio Tâmega	Praia Aurora (06I/04) (1993-2008)	$T_{ag} = 0.8945T_{ar} + 2.3929$	N=169 R ² = 0.80	Ponte Canavezes (06I/02) (1989-1999)
Odeleite	4	Rib.ª de Odeleite	Monte dos Fortes (29L/01) (1993-2008)	$T_{ag} = 0.9495T_{ar} + 2.5735$	N=117 R ² = 0.90	Monte dos Fortes (29L/01) (2002-2008)
Azibo	3	Rio Azibo	Ponte Rio Maças (04R/03) (1993-2008)	$T_{ag} = 0.8567T_{ar} + 3.0689$	N=89 R ² = 0.86	Alb. do Azibo (04P/01) (1993-2008)

Quadro 6.10 – Dados de qualidade da água II (Fonte: INAG)

Albufeira	Número de ramos	Linha de água	Estação de qualidade temperatura da água	Correlação linear temperatura da água/ar	Número de pares de valores da amostra/R ²	Estação de qualidade constituintes
Pedrogão	2	Rio Guadiana	Simulação da Albufeira do Alqueva	-	-	Simulação da Albufeira do Alqueva
		Rio Ardila	Ardila-Captação (25N/02) (1982-2008)	$T_{ag} = 0.9454T_{ar} + 3.2452$	N=248 R ² = 0.88	Ardila-Captação (25N/02) (1991-2008)
Torrão	1	Rio Tâmega	Praia Aurora (06I/04) (1993-2008)	$T_{ag} = 0.8945T_{ar} + 2.3929$	N=169 R ² = 0.80	Ponte Canavezes (06I/02) (1989-1999) Alb. Torrão (Semealho) (06H/01) (2000-
Crestuma-Lever	2	Rio Douro	Moledo (07K/04) (1993-1997)	$T_{ag} = 0.99T_{ar} + 0.7623$	N=51 R ² = 0.80	Moledo (07K/04)(1989-2008)
		Rio Tâmega	Entre-os-Rios (07H/01)(1988-1997)	$T_{ag} = 0.9598T_{ar} + 2.3799$	N=89 R ² = 0.80	Foz Tâmega (Alb. Crestuma) (07H/06)
Caia	11	Rio Caia	Monte Pisão (19N/01H) (2002-2008)	$T_{ag} = 0.5497T_{ar} + 5.1461$	N=1877 R ² = 0.75	Alb. Caia (20O/02) (1982-2008)
Girabolhos		Rio Mondego	Ferreirós (11I/01) (1989-2008)	$T_{ag} = 0.9358T_{ar} + 1.7157$	N=193 R ² = 0.80	Nelas (10K/03) (1989-2008)
SantaClara	4	Rio Mira	Castro Cola (28H/01) (2001-2008)	$T_{ag} = 1.0269T_{ar} + 3.0961$	N=72 R ² = 0.84	Alb. Santa Clara (28G/03) (1991-2008)
Alto Lindoso	6	Rio Lima	Alb. Alto Cávado (03J/07) (1996-2008)	-	-	Alb. Alto Lindoso (02H/03) (1996-2008)
Alto Rabagão	2	Rio Rabagão	Foz do Cabril (03I/06) (2000-2009)	$T_{ag} = 1.3953T_{ar} - 8.2481$	N=100 R ² = 0.84	Alb. do Alto Rabagão (03I/09) (1995-2008)
Agueira	3	Rio Mondego	Ferreirós (11I/01) (1989-2008)	$T_{ag} = 0.9358T_{ar} + 1.7157$	N=193 R ² = 0.80	Nelas (10K/03) (1989-2008)
		Rio Criz	Ferreirós (11I/01) (1989-2008)	$T_{ag} = 0.9358T_{ar} + 1.7157$	N=193 R ² = 0.80	Ponte São Jorge (11I/12) (2001-2008)
		Rio Dão	Ferreirós (11I/01) (1989-2008)	$T_{ag} = 0.9358T_{ar} + 1.7157$	N=193 R ² = 0.80	Ferreirós (11I/01) (1989-2008)
Cabril	2	Rio Zêzere	Pampilhosa Serra (13J/02) (2002-2008)	$T_{ag} = 0.7624T_{ar} + 3.764$	N=61 R ² = 0.80	Pampilhosa Serra (13J/02)(2002-2008)
		Rib.ª de Unhais	Dornelas Zêzere (13K/02)(1985-2008)	$T_{ag} = 0.8066T_{ar} + 4.0359$	N=166 R ² = 0.81	Dornelas Zêzere (13K/02)(1985-2008)
Castelo do Bode	13	Rio Zêzere	Simulação da albufeira da Bouçã	-	-	Dornelas Zêzere (13K/02)(1985-2008)
		Rib.ª da Sertã	Maljoga (15J/02) (2002-2008)	$T_{ag} = 0.809 T_{ar} + 3.2407$	N=43 R ² = 0.82	Sertã (15I/01)
		Rib.ª de Alge	Maljoga (15J/02) (2002-2008)	$T_{ag} = 0.8095T_{ar} + 3.2407$	N=43 R ² = 0.82	Sertã (15I/01)
		Restantes linhas	Maljoga (15J/02) (2002-2008)	$T_{ag} = 0.8095T_{ar} + 3.2407$	N=43 R ² = 0.82	Maljoga (15I/02)
Alqueva	3	Rio Guadiana	Monte Vinha (21O/01) (1990-2008)	$T_{ag} = 0.9053T_{ar} + 3.691$	N=205 R ² = 0.87	Guadiana-Táliga (22N/02)
		Rib.ª de Alcarrache	Alcarrache (24N/01) (2001-2003)	$T_{ag} = 0.7583T_{ar} + 5.0281$	N=384 R ² = 0.81	Alcarrache (24N/01)
		Rio Degebe	Vendinha (23K/01) (2001-2008)	$T_{ag} = 0.9452T_{ar} + 3.1655$	N=58 R ² = 0.89	Vendinha (23K/01)

6.3.5 – Calibração do modelo CE-QUAL-W2

A sequência de calibração do modelo CE-QUAL-W2 iniciou-se com a aferição da cota da superfície livre das massas de água ao longo do período de simulação (os anos civis de 1989 a 2008), dependente do nível da albufeira na data inicial da simulação, das entradas e saídas de água de cada sistema ao longo do período de simulação e dos volumes obtidos a partir de cada uma das representações batimétricas adoptadas.

Posteriormente, procedeu-se à calibração da temperatura e da hidrodinâmica de cada um dos sistemas. Por último, procedeu-se à calibração dos valores da concentração dos parâmetros descritores da qualidade da água, através de um processo iterativo, em que os resultados obtidos em cada simulação são sucessivamente comparados com os dados de amostragem disponíveis. Para as albufeiras da Aguieira, Alqueva, Alto Rabagão, Alto Cávado, Alto Lindoso, Bouçã, Cabril, Castelo do Bode, Fronhas, Funcho, Odeleite, Penide e Torráo, utilizaram-se perfis em profundidade de valores de temperatura da água e da concentração de OD disponibilizados pelo INAG e, para as restantes albufeiras, séries de valores observados à superfície, retirados do SNIRH.

Os principais parâmetros com influência na calibração da hidrodinâmica/temperatura e do OD, no modelo CE-QUAL-W2, são a viscosidade longitudinal (A_x), a difusividade longitudinal, (D_x), o coeficiente de rugosidade de Chezy (C), o coeficiente de exposição ao vento, (WSC) e o fluxo de OD para os sedimentos (SOD, $\text{g O}_2\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{d}^{-1}$). No Quadro 6.11, pode observar-se os valores utilizados na calibração da hidrodinâmica/temperatura e do OD.

A calibração do modelo CE-QUAL-W2, para o período compreendido entre 1989 e 2008, correspondente à situação de referência forçada pelos dados meteorológicos obtidos pelo IDL, foi realizada através da comparação de 1 352 perfis de temperatura da água e da concentração de OD, observados nas albufeiras com os resultados obtidos com o modelo. Os resultados obtidos foram progressivamente melhorados através da modificação dos valores do parâmetro WSC, no caso da temperatura da água, e de SOD quando se procedeu à calibração dos valores da concentração de OD. Para as albufeiras que não possuem perfis verticais de temperatura da água e da concentração de OD (Azibo, Caia, Cercosa, Crestuma-Lever, Monte Novo, Enxoé, Santa Clara e São Domingos), utilizaram-se séries de valores observados à superfície, obtidos nas estações de qualidade do SNIRH. As albufeiras de Penide, Penha Garcia, Pedrogão, e Vale Covo/Salgueiral foram simuladas sem qualquer modificação dos parâmetros de calibração do modelo CE-QUAL-W2, pelo facto de não se ter obtido qualquer série de valores de temperatura da água ou da concentração de OD que possibilita-se a sua calibração.

Perante a impossibilidade de se apresentar todos os perfis utilizados para a calibração das albufeiras, optou-se pela inclusão de seis perfis para cada um dos parâmetros (figuras 6.44 a 6.55) e dos valores médios de AME e de RMS, obtidos para cada uma das albufeiras. Nas figuras 6.56 a 6.63, pode

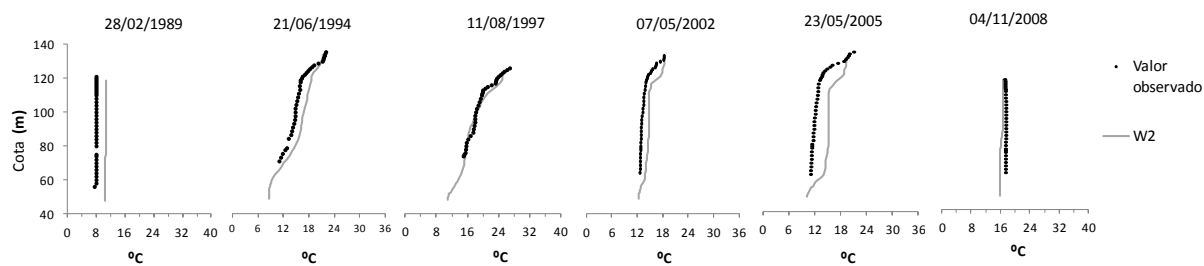
observar-se as séries de valores obtidas à superfície para cada uma das albufeiras. Os resultados obtidos com a calibração do modelo CE-QUAL-W2 evidenciam a boa capacidade deste modelo em simular a temperatura da água e a concentração de OD. O desvio médio de 2.2°C e de 1.9 mg.L⁻¹, descrito pelo valor de AME (Quadro 6.12), permite concluir que a hidrodinâmica dos sistemas é simulada com o rigor necessário para implementar a abordagem metodológica utilizada neste estudo.

Quadro 6.11 – Parâmetros de calibração da hidrodinâmica/temperatura e do OD

Albufeira	Ax (m ² /s)	Dx (m ² /s)	c (m ² .s ⁻¹)	WSC	SOD (g O ₂ /m ² .d ⁻¹)
Cercosa	1.0	1.0	70.0	0.6	0.5
Vale Covo	0.9	0.9	70.0	0.6	0.5
Penide	1.0	1.0	70.0	0.6	0.5
Penha Garcia	1.0	1.0	70.0	0.6	0.5
Alto Cávado	0.1	0.1	40.0	0.3	0.5
São Domingos	1.0	1.0	70.0	0.6	0.5
Enxoé	1.0	1.0	70.0	0.6	0.5
Gouvães	1.0	1.0	70.0	0.5	0.5
Monte Novo	1.0	1.0	70.0	0.6	0.5
Daivões	1.0	1.0	70.0	0.6	0.5
Bogueira	1.0	1.0	70.0	0.6	0.3
Funcho	1.0	1.0	70.0	0.6	1.0
Bouçã	1.0	1.0	70.0	0.1	0.5
Fronhas	1.0	1.0	70.0	1.0	1.0
Alto Tâmega	1.0	1.0	70.0	0.6	0.5
Odeleite	1.0	1.0	70.0	0.6	1.0
Azibo	1.0	1.0	70.0	0.6	0.5
Pedrogão	1.0	1.0	70.0	1.0	1.2
Torrão	1.0	1.0	70.0	0.6	1.0
Crestuma-Lever	1.0	1.0	70.0	0.85	0.3
Caia	1.0	1.0	70.0	0.6	0.5
Girabolhos	1.0	1.0	70.0	0.6	0.3
Santa Clara	1.0	1.0	70.0	0.6	0.5
Alto Lindoso	1.0	1.0	70.0	0.6	2.7
Alto Rabagão	1.0	1.0	70.0	0.95	2.0
Agueira	1.0	1.0	70.0	1.0	1.7
Cabril	1.0	1.0	70.0	0.6	0.5
Castelo do Bode	1.0	1.0	70.0	0.6	0.5
Alqueva	1.0	1.0	70.0	1.0	1.2

Albufeira da Aguieira

Temperatura da água



Oxigénio dissolvido

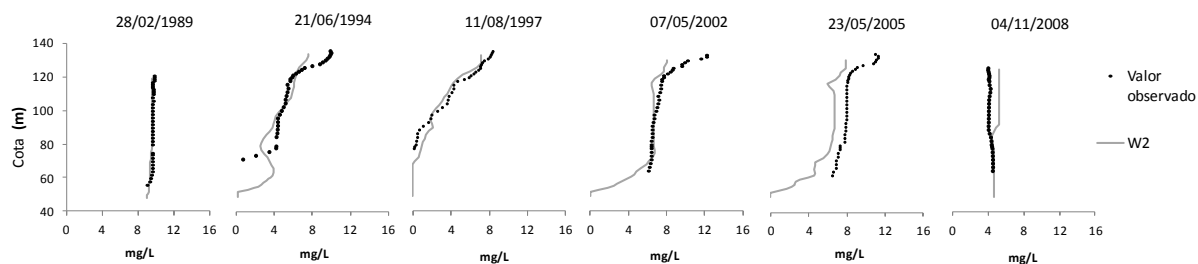
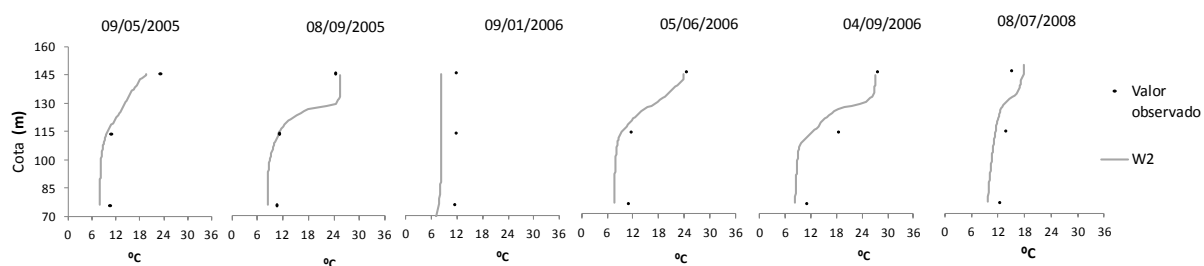


Figura 6.44 - Albufeira da Aguieira – Perfis de temperatura da água e de OD

Albufeira de Alqueva

Temperatura da água



Oxigénio dissolvido

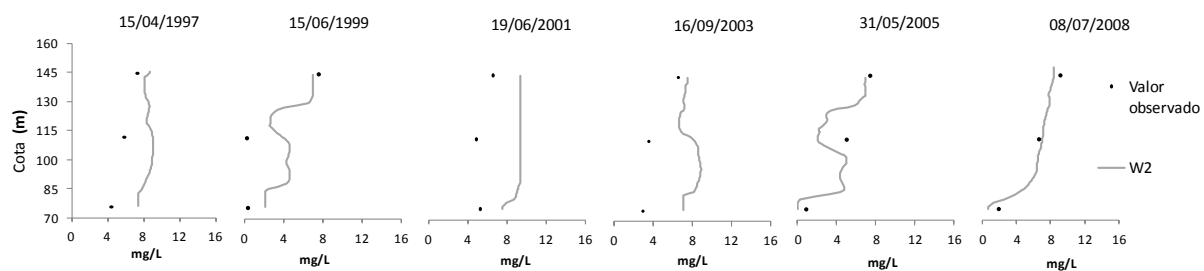
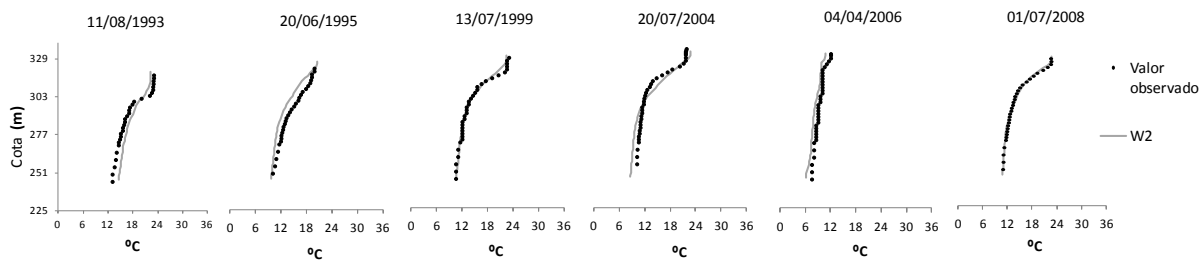


Figura 6.45 - Albufeira de Alqueva – Perfis de temperatura da água e de OD

Albufeira do Alto Lindoso

Temperatura da água



Oxigénio dissolvido

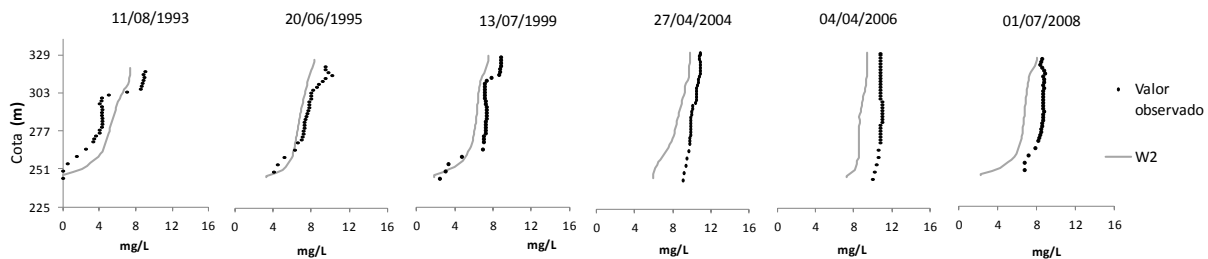
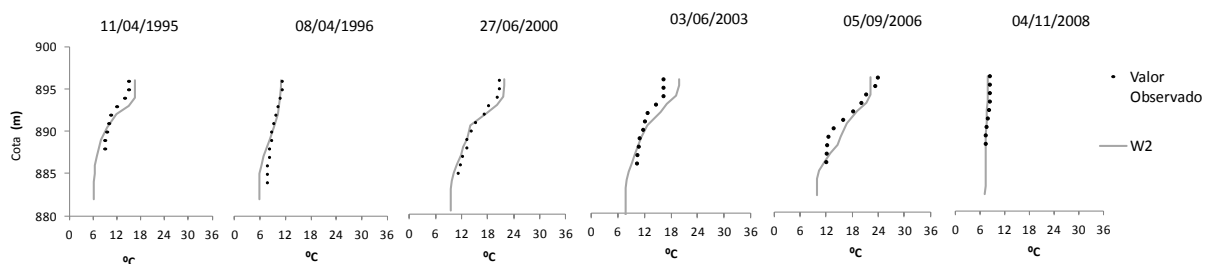


Figura 6.46 - Albufeira do Alto Lindoso – Perfis de temperatura da água e de OD

Albufeira do Alto Cávado

Temperatura da água



Oxigénio dissolvido

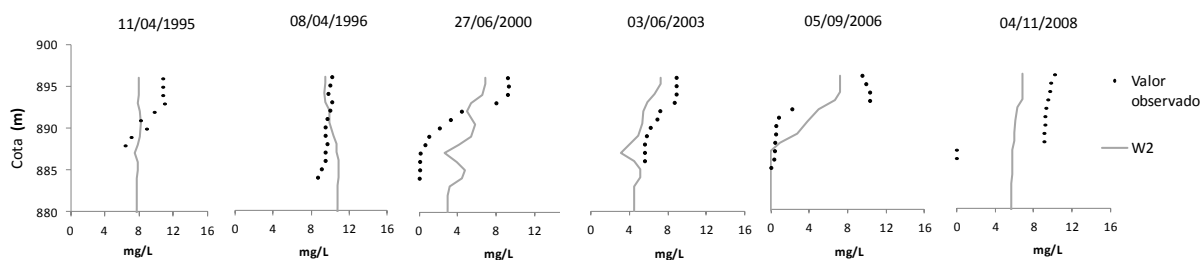
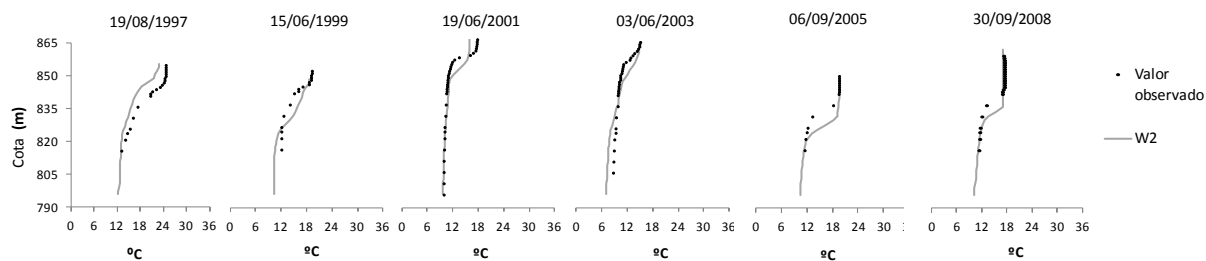


Figura 6.47 - Albufeira do Alto Cávado – Perfis de temperatura da água e de OD

Albufeira do Alto Rabagão

Temperatura da água



Oxigénio dissolvido

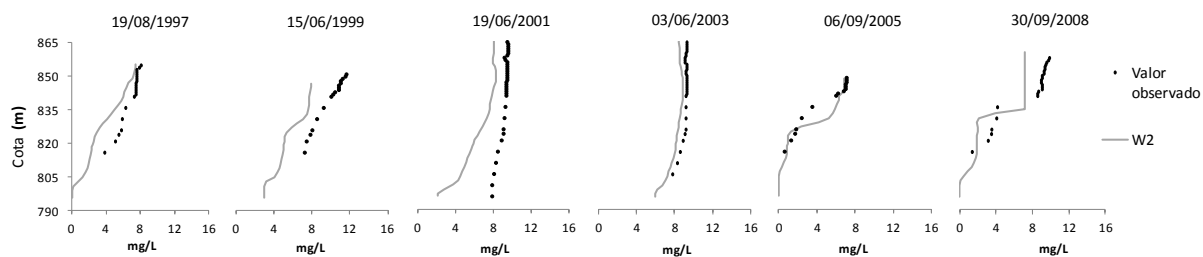
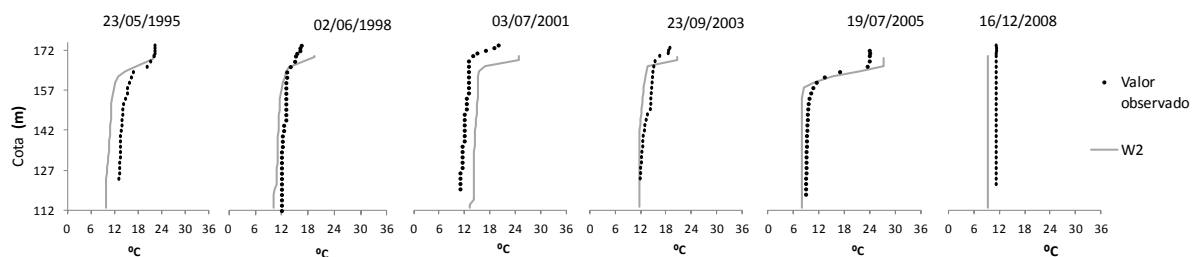


Figura 6.48 - Albufeira do Alto Rabagão – Perfis de temperatura da água e de OD

Albufeira da Bouçã

Temperatura da água



Oxigénio dissolvido

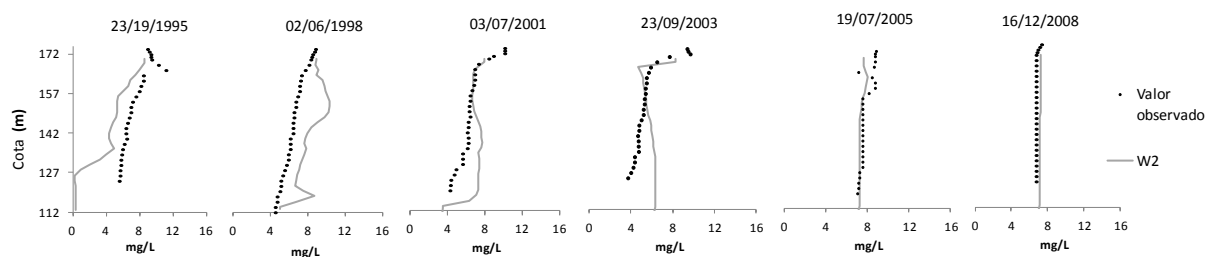
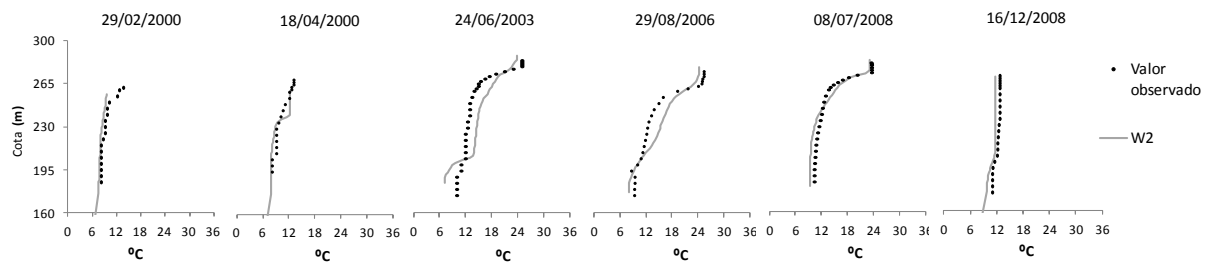


Figura 6.49 - Albufeira da Bouçã – Perfis de temperatura da água e de OD

Albufeira de Cabril

Temperatura da água



Oxigénio dissolvido

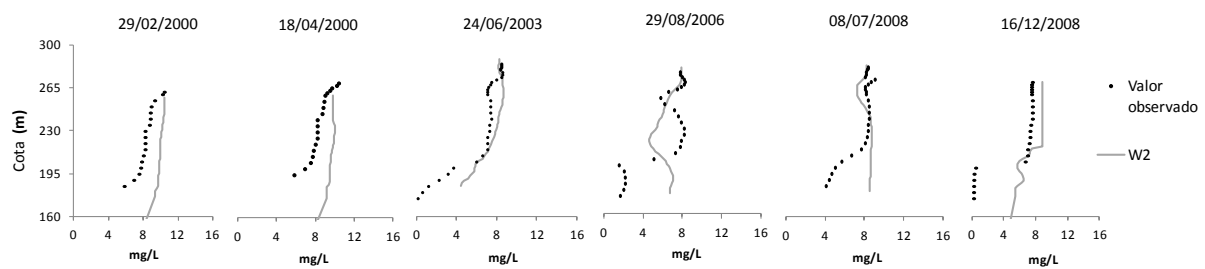
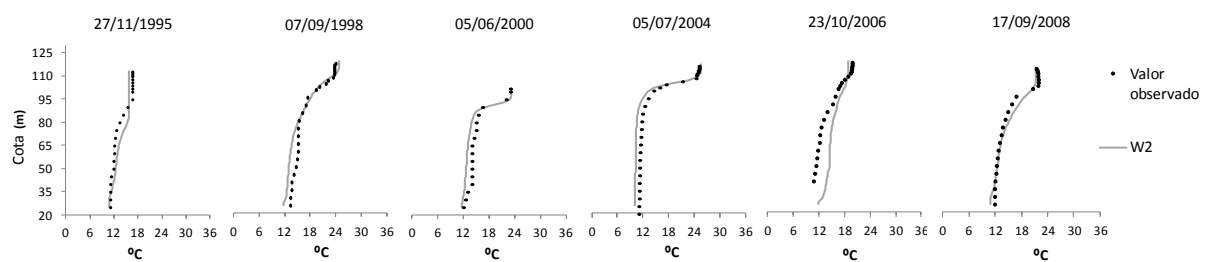


Figura 6.50 - Albufeira de Cabril – Perfis de temperatura da água e de OD

Albufeira de Castelo do Bode

Temperatura da água



Oxigénio dissolvido

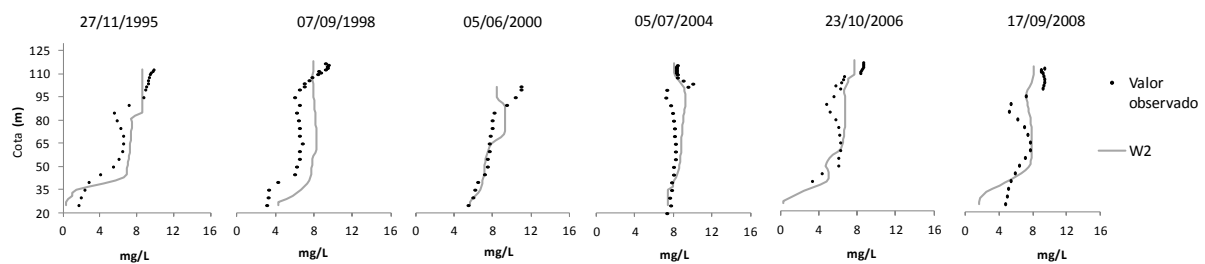
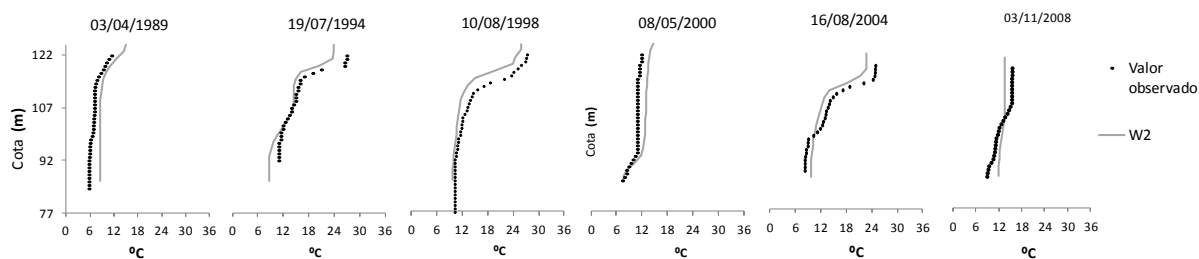


Figura 6.51 - Albufeira de Castelo do Bode – Perfis de temperatura da água e de OD

Albufeira de Fronhas

Temperatura da água



Oxigénio dissolvido

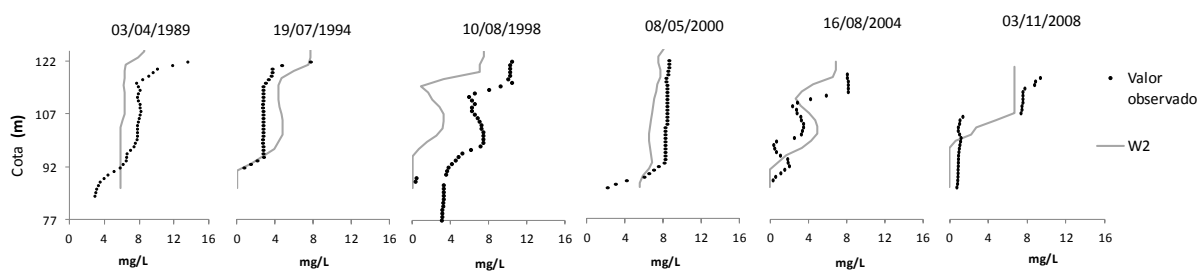
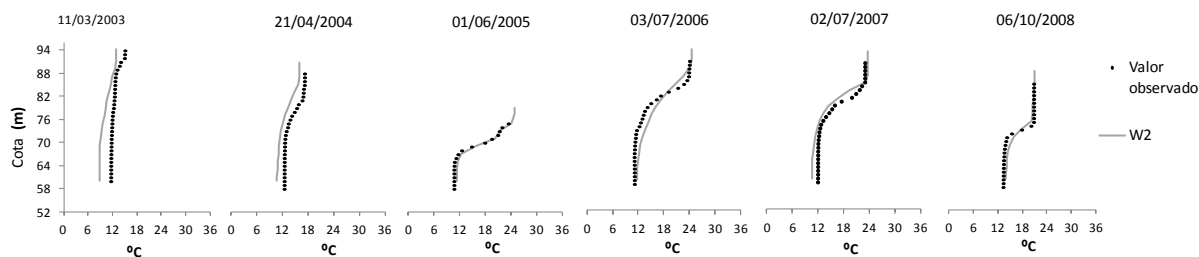


Figura 6.52 - Albufeira de Fronhas – Perfis de temperatura da água e de OD

Albufeira do Funcho

Temperatura da água



Oxigénio dissolvido

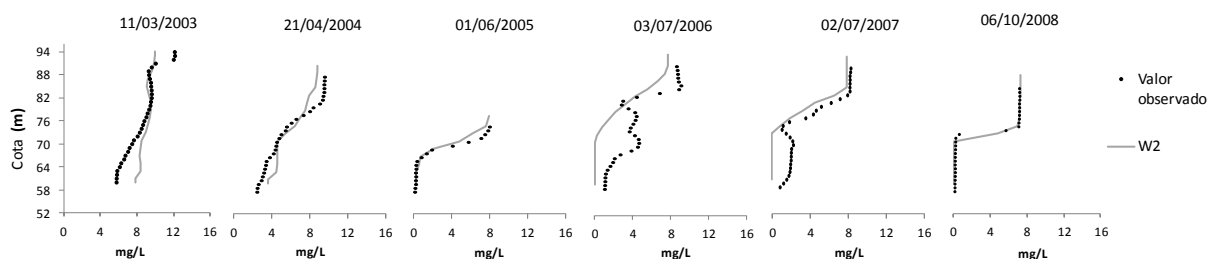
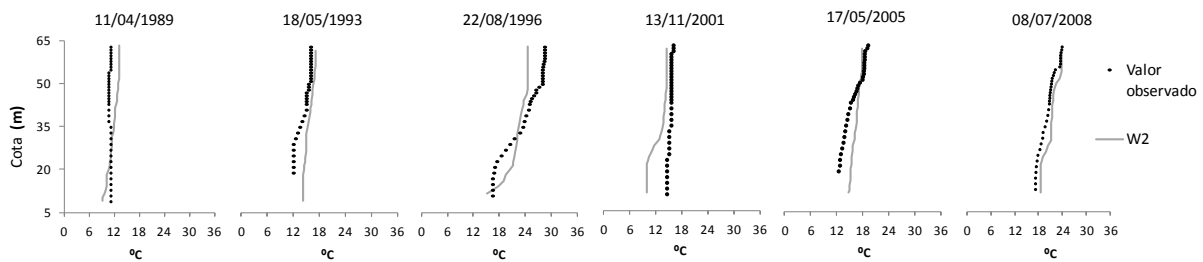


Figura 6.53 - Albufeira do Funcho – Perfis de temperatura da água e de OD

Albufeira do Torrão

Temperatura da água



Oxigénio dissolvido

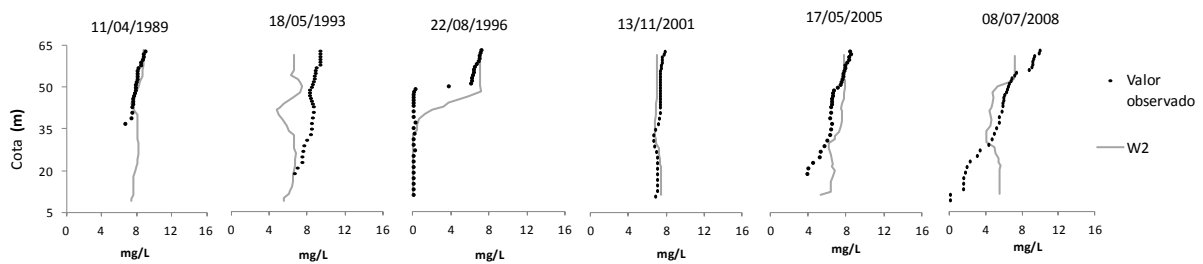
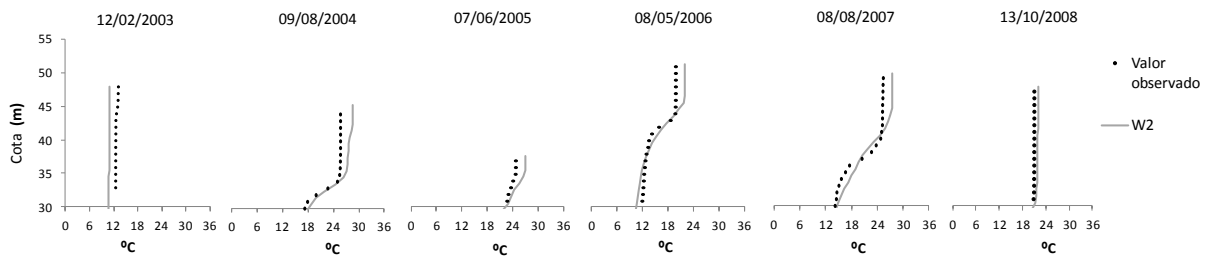


Figura 6.54 - Albufeira do Torrão – Perfis de temperatura da água e de OD

Albufeira de Odeleite

Temperatura da água



Oxigénio dissolvido

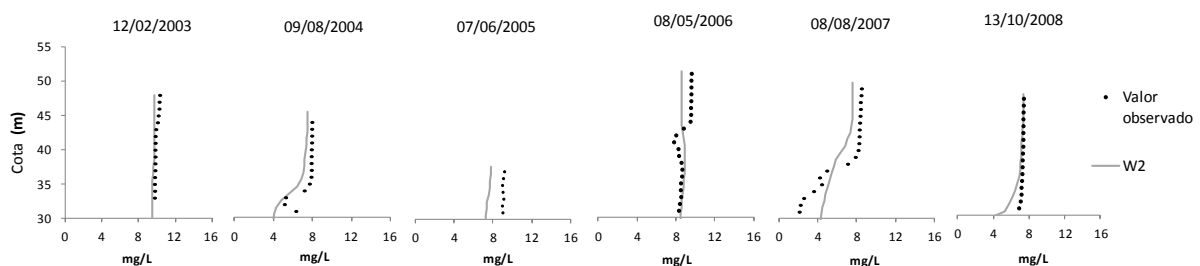
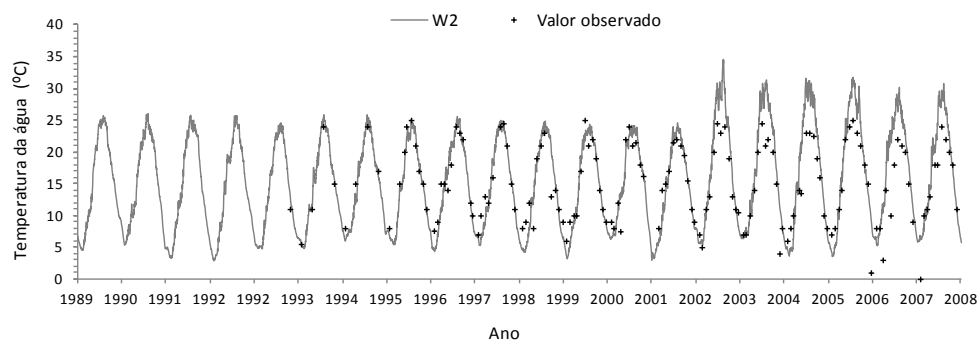


Figura 6.55 - Albufeira de Odeleite – Perfis de temperatura da água e de OD

Albufeira de Azibo

Temperatura da água



Oxigénio dissolvido

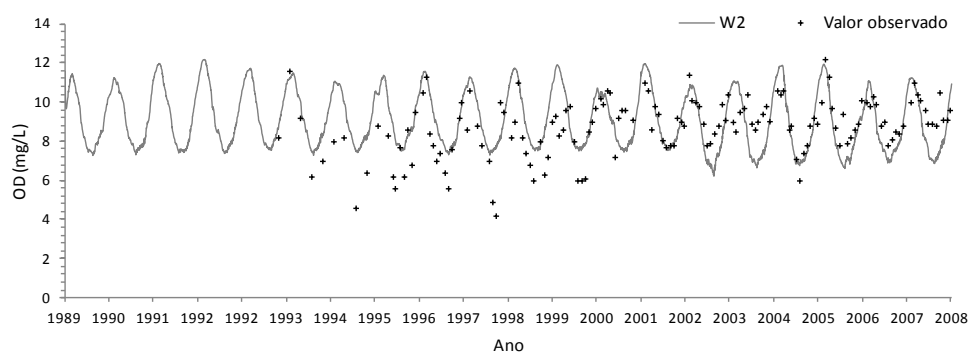
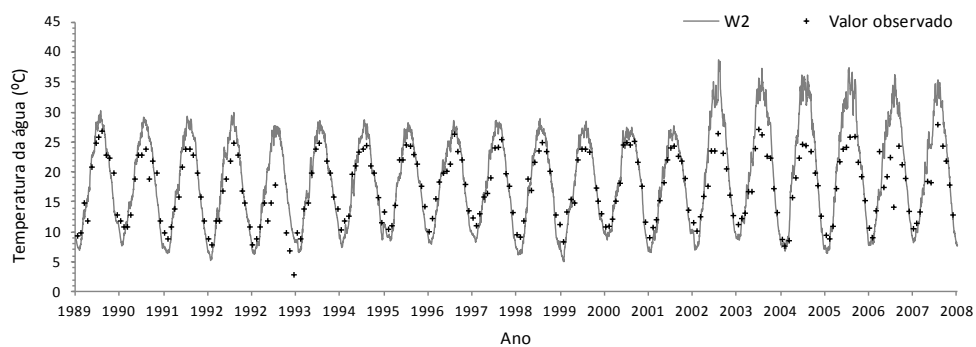


Figura 6.56 - Albufeira do Azibo – Temperatura da água e OD - Superfície

Albufeira de Caia

Temperatura da água



Oxigénio dissolvido

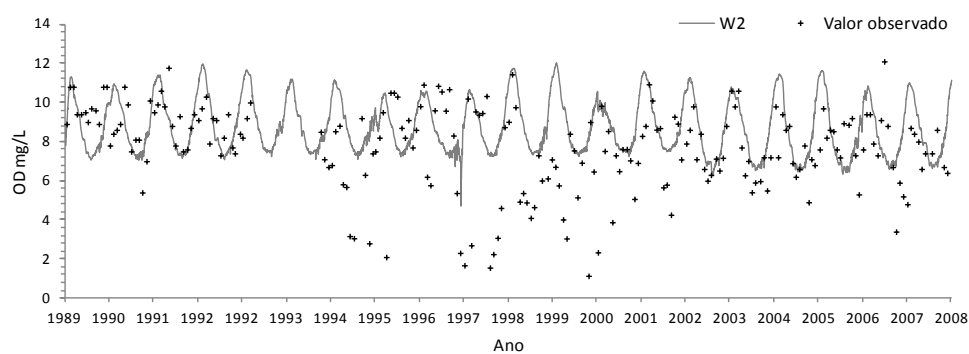
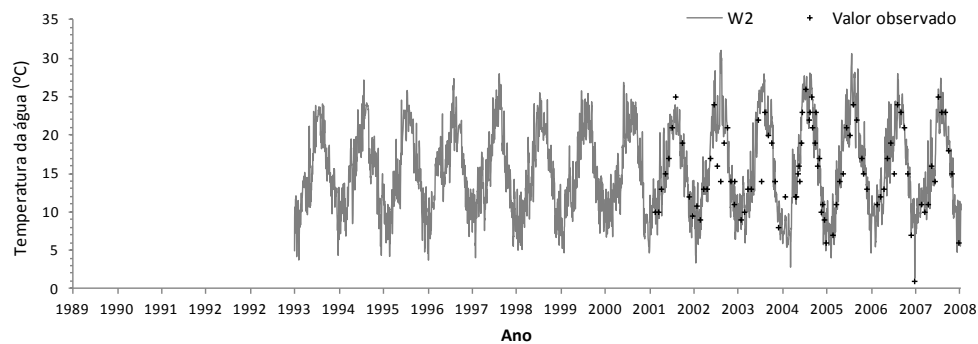


Figura 6.57 - Albufeira do Caia – Temperatura da água e OD - Superfície

Albufeira de Cercosa

Temperatura da água



Oxigénio dissolvido

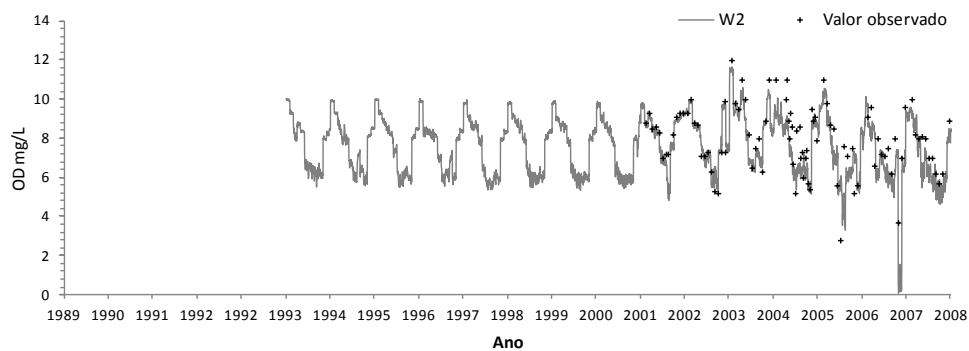
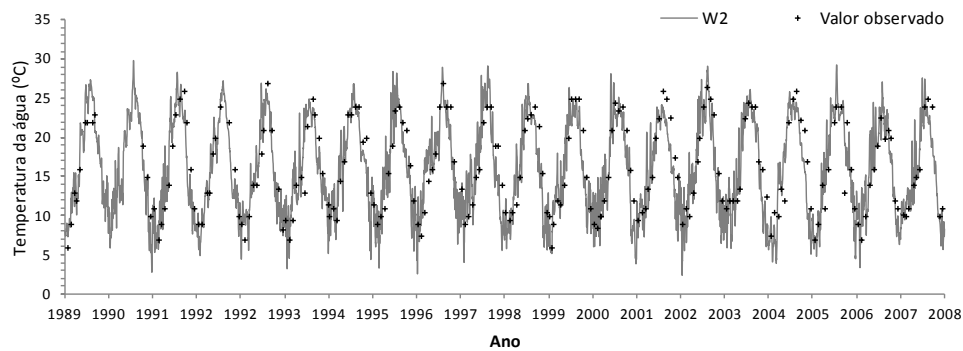


Figura 6.58 - Albufeira da Cercosa – Temperatura da água e OD - Superfície

Albufeira de Crestuma-Lever

Temperatura da água



Oxigénio dissolvido

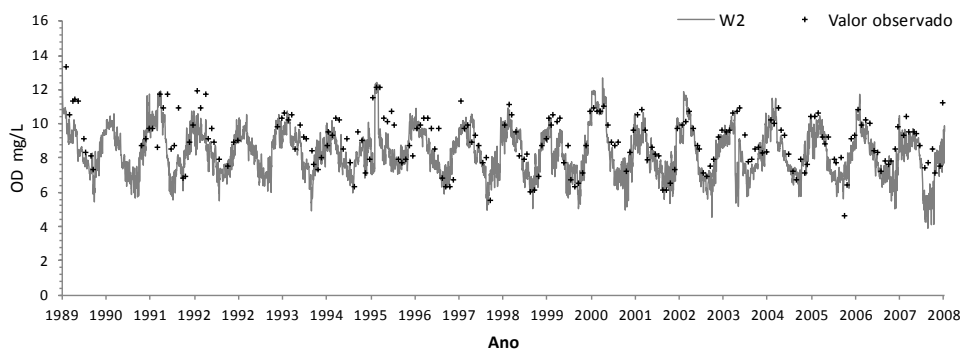
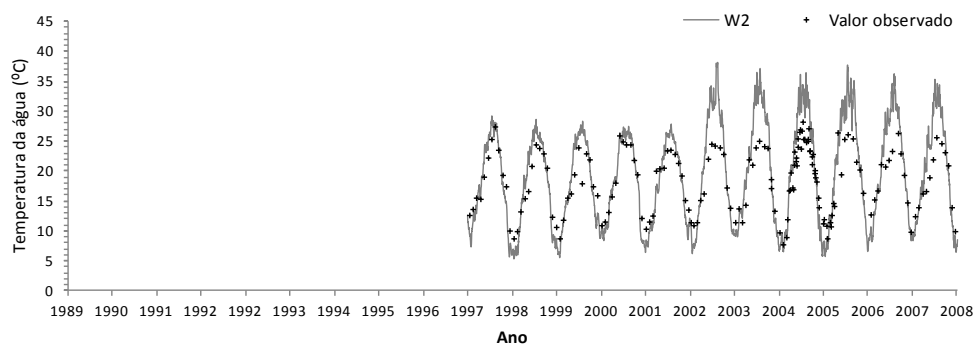


Figura 6.59 - Albufeira de Crestuma-Lever – Temperatura da água e OD - Superfície

Albufeira de Enxoé

Temperatura da água



Oxigénio dissolvido

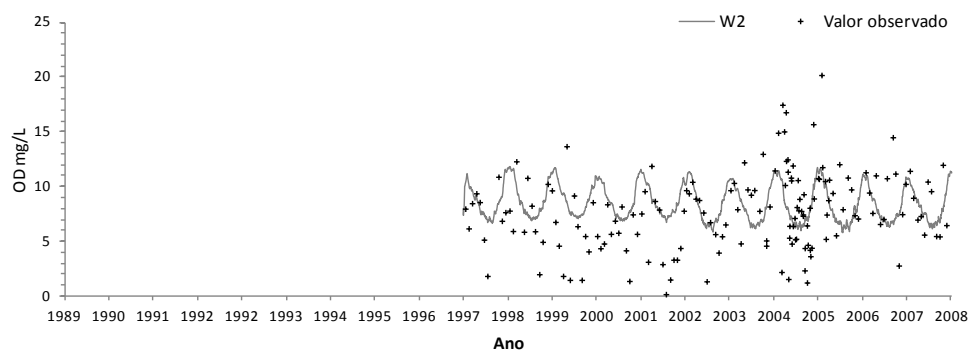
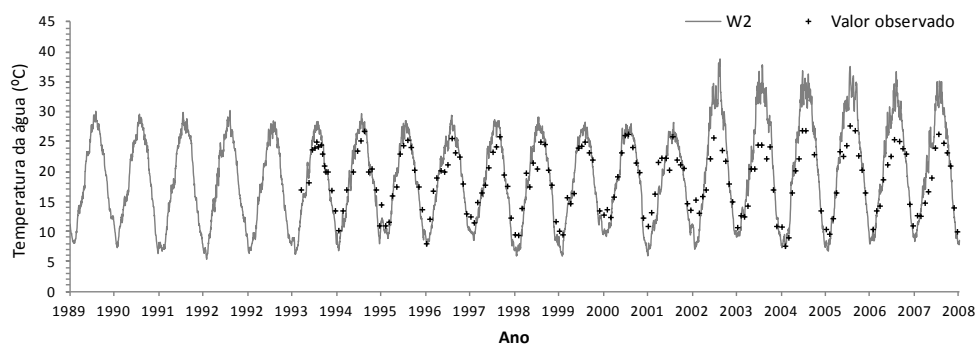


Figura 6.60 - Albufeira de Enxoé – Temperatura da água e OD - Superfície

Albufeira de Monte Novo

Temperatura da água



Oxigénio dissolvido

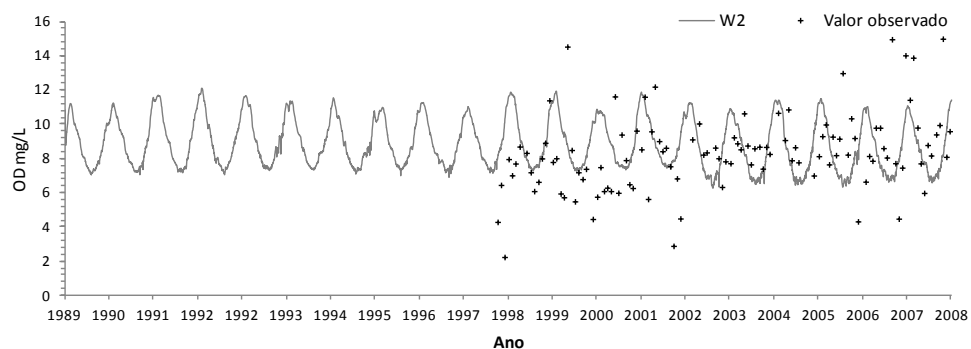
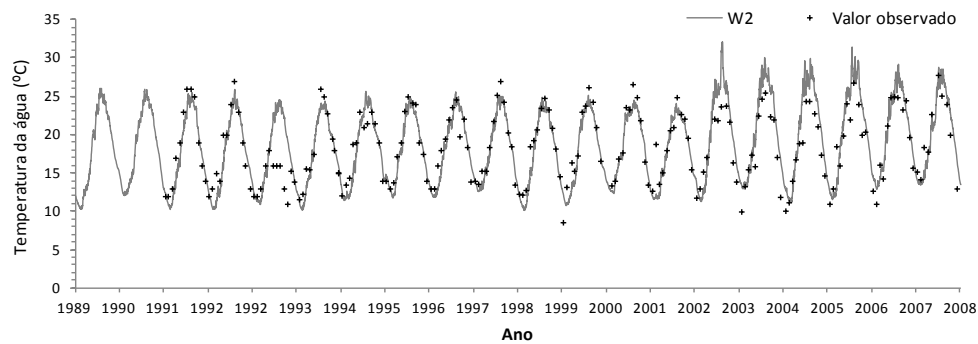


Figura 6.61 - Albufeira de Monte Novo – Temperatura da água e OD - Superfície

Albufeira de Santa Clara

Temperatura da água



Oxigénio dissolvido

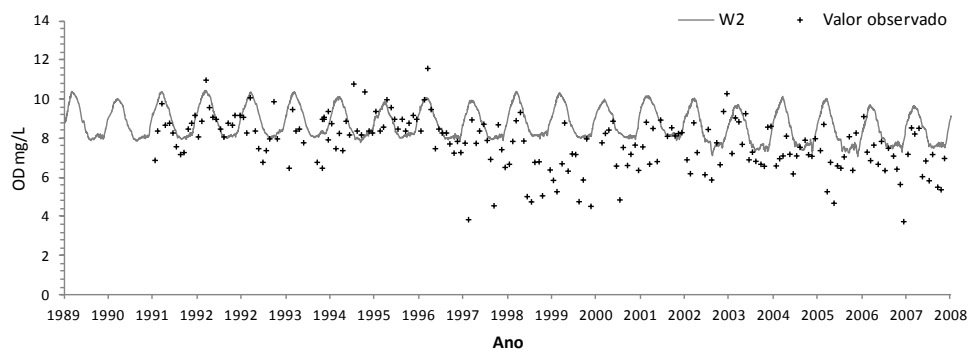


Figura 6.62 - Albufeira de Santa Clara – Temperatura da água e OD - Superfície

Albufeira de São Domingos

Temperatura da água

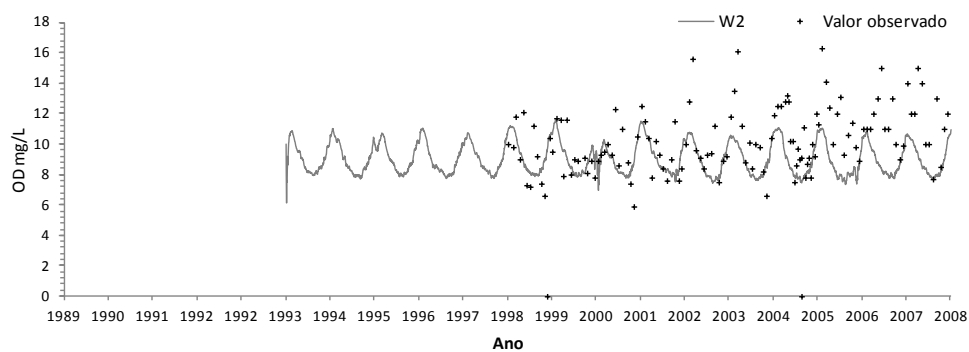
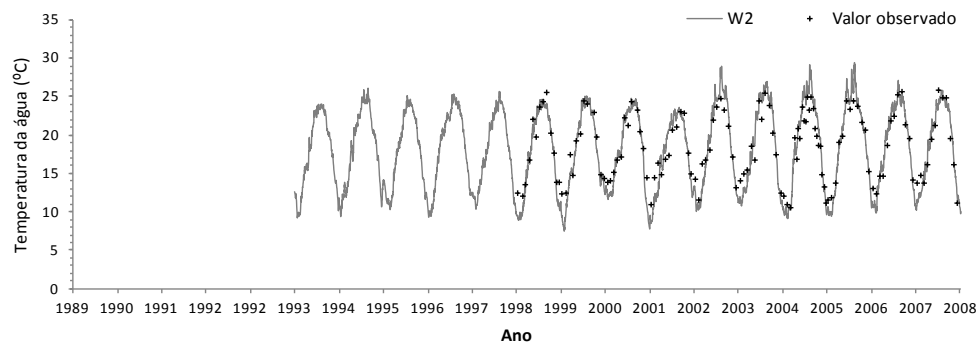


Figura 6.63 - Albufeira de São Domingos – Temperatura da água e OD - Superfície

Quadro 6.12 – Valores de AME e de RMS obtidos para as simulações realizadas com o modelo unidimensional e o modelo CE-QUAL-W2

Albufeira	Número de perfis	Temperatura (°C)		OD (mg.L ⁻¹)	
		AME	RMS	AME	RMS
Aguieira	85	2.5	2.8	3.0	3.7
Alqueva	25	2.6	2.9	1.9	2.2
Alto Cávado	55	2.5	3.3	3.0	3.7
Alto Lindoso	74	1.8	1.9	2.0	2.2
Alto Rabagão	27	2.5	3.5	1.8	2.8
Azibo	0	2.5	3.3	1.1	1.4
Bouça	28	1.8	2.2	2.2	2.5
Cabril	20	2.1	2.3	2.0	2.4
Caia	0	2.6	3.5	1.9	2.5
Castelo do Bode	56	2.2	2.4	1.5	1.7
Cercosa	0	2.3	3.3	0.9	1.3
Crestuma-Lever	0	2.2	2.9	1.1	1.4
Enxoé	0	3.0	3.8	2.8	3.5
Fronhas	51	2.2	2.5	2.5	3.0
Funcho	86	1.9	2.3	1.6	2.1
Monte Novo	0	2.6	3.2	2.1	2.7
Odeleite	85	1.6	1.8	1.9	2.1
Pedrogão	0	-	-	-	-
Penha Garcia	0	-	-	-	-
Penide	0	-	-	-	-
Santa Clara	0	1.7	2.3	1.3	1.7
São Domingos	0	1.4	1.7	1.7	2.3
Torrão	84	1.6	1.7	0.7	2.1
Vale Covo	0	-	-	-	-
Valor médio	-	2.2	2.7	1.9	2.4

6.4 – APRESENTAÇÃO E ANÁLISE DOS RESULTADOS

6.4.1 – Introdução

Os resultados obtidos durante a realização deste estudo encontram-se distribuídos por quatro grupos distintos. No primeiro são descritos os resultados obtidos com as duas versões do modelo unidimensional de simulação da temperatura da água. Posteriormente, apresentam-se os resultados obtidos com a simulação de cenários climáticos baseados no incremento da temperatura média diária do ar e na redução/incremento de caudais. No terceiro grupo são descritos os resultados obtidos com os cenários de simulação baseados nas projecções climáticas obtidas para Portugal continental. Finalmente, no último grupo descrevem-se os resultados obtidos com a análise da influência das características morfológicas no regime térmico das massas de água.

6.4.2 – Modelo unidimensional de simulação da temperatura da água

Nesta secção são descritos e avaliados os resultados obtidos com as duas versões do modelo unidimensional, a versão base (Modelo 1D – Versão base), definida com o objectivo de se reduzirem todos os parâmetros de calibração do modelo e a versão modificada (Modelo 1D – Versão modificada), que resulta da alteração da equação utilizada para a parametrização da difusividade turbulenta vertical, com o objectivo de se aproximar os perfis de temperatura obtidos a volume constante (sem a afluência/efluência de caudal), dos resultados obtidos quando se considera a afluência/efluência de caudal. A calibração do modelo unidimensional foi realizada através da modificação do valor de σ e de n , constantes da equação de difusividade turbulenta (equação 4.60). Após várias tentativas verificou-se que o melhor ajustamento era obtido através da consideração de $n=1$, e de $\sigma=0.01$ para todas as massas de água, com a excepção da albufeira de Alqueva, em que foi necessário considerar $\sigma=0.001$.

Modelo 1D – Versão base

Os perfis em profundidade de temperatura da água, obtidos com o modelo unidimensional para cada uma das 24 massas de água simuladas, foram comparados com os resultados obtidos para o mesmo período de simulação (ano civil de 2008), com o modelo CE-QUAL-W2, tendo-se considerado doze perfis distribuídos por cada um dos meses do ano. Nas figuras 6.64 a 6.87, pode observar-se o ajustamento obtido para cada uma das massas de água. De uma forma geral o modelo unidimensional descreve razoavelmente bem a evolução térmica da temperatura da água de cada uma das albufeiras. A profundidade da camada de mistura completa obtida no período de estratificação térmica é, de uma forma geral, bem representada, bem como o processo de homogeneização que surge no final de cada ano de simulação. A análise dos resultados obtidos permitiu concluir que o modelo unidimensional é, aparentemente, mais adequado à simulação de massas de água profundas. Como se pode observar no Quadro 6.13, o valor médio de AME e de RMS, obtido para as albufeiras que têm um volume e uma profundidade superior a 40 hm³ e a 40 m, respectivamente, é inferior ao obtido para as restantes massas de água. Deve referir-se que este facto era expectável em função das características da parametrização da difusividade turbulenta vertical adoptada (equação 4.60), que de acordo com (SUNDARAM & REHM, 1972), foi desenvolvida para a simulação de lagos profundos.

Quadro 6.13 – Variação dos valores de AME e de RMS em função do volume e da profundidade das massas de água

Variação do volume e da profundidade	Volume > 40 hm ³	Volume < 40 hm ³	Profundidade > 40 m	Profundidade < 40 m	Valor médio
Número de albufeiras	12	12	10	14	-
AME/RMS	1.57 1.96	2.16 2.36	1.41 1.82	2.19 2.41	1.86 2.16

O valor médio de AME e de RMS, obtido para todas as simulações é de 1.87°C e de 2.17°C, respectivamente. No Quadro 6.14, pode observar-se os valores de AME e de RMS, obtidos à superfície e na coluna de água, para cada um dos perfis de temperatura da água.

Quadro 6.14 – Valores de AME e de RMS obtidos para as simulações realizadas com o modelo unidimensional e com o modelo CE-QUAL-W2

AME/ RMS	Superfície	Jan	Fev	Mar	Abr	Mai	Jun	Jul	Ago	Set	Out	Nov	Dez	Valor médio
Aguieira	1.6	0.2	0.2	0.5	1.0	1.0	1.0	0.7	0.8	0.9	1.0	1.0	1.1	0.8
	1.8	0.7	0.2	0.6	1.5	1.6	1.7	1.1	1.1	1.1	1.3	1.1	1.4	1.1
Alqueva	2.2	0.5	0.9	0.7	1.7	2.6	3.4	2.9	2.4	1.7	1.2	1.3	5.4	2.1
	2.7	0.6	1.0	1.1	2.0	2.8	3.7	3.1	3.2	2.0	1.5	1.5	5.4	2.3
Alto Cávado	2.1	0.9	0.6	1.0	2.5	3.1	3.2	3.2	2.1	1.4	1.7	2.7	0.9	1.9
	2.4	1.0	0.9	1.1	2.8	3.6	4.0	3.9	3.0	1.6	1.9	2.7	0.9	2.3
Alto Lindoso	2.6	1.1	0.6	0.5	0.6	1.3	1.1	1.1	1.2	1.3	1.1	2.5	0.8	1.1
	3.1	1.5	1.2	1.3	1.3	1.8	1.6	1.7	1.8	2.0	1.8	3.1	1.6	1.7
Alto Rabagão	1.3	0.4	0.8	0.7	0.9	1.1	1.5	1.4	1.0	0.9	1.8	1.7	2.9	1.3
	1.5	0.9	1.1	1.4	1.5	1.8	2.4	2.3	2.0	2.0	2.5	2.3	3.1	1.9
Azibo	1.8	0.3	0.7	0.6	1.8	1.6	1.7	1.6	2.1	1.9	3.5	2.4	1.9	1.7
	2.1	0.5	0.8	1.0	1.9	2.1	2.5	2.3	2.2	2.3	4.4	2.4	1.9	2.0
Bouçã	1.5	0.6	0.7	0.5	0.7	0.9	0.9	1.2	1.2	1.3	1.5	1.8	1.3	1.0
	2.0	0.7	0.8	0.5	0.8	1.3	1.3	1.9	2.0	2.2	2.5	2.7	1.9	1.6
Cabril	2.2	0.2	0.2	0.3	1.1	1.3	1.7	1.7	1.5	1.5	1.7	3.0	3.1	1.4
	2.5	0.3	0.3	0.3	1.2	1.5	2.2	2.1	1.6	1.7	1.9	3.4	3.1	1.6
Caia	2.1	0.3	1.2	1.6	2.2	2.7	3.1	2.9	2.9	1.6	1.3	4.5	1.6	2.2
	2.4	0.6	1.3	2.0	2.9	3.5	4.1	3.9	3.5	1.8	1.7	4.7	1.7	2.6
Castelo do Bode	1.6	0.6	0.8	0.9	1.4	1.6	1.7	1.8	2.0	1.8	2.3	4.2	2.2	1.8
	1.8	0.6	0.8	1.0	1.4	1.6	1.7	1.9	2.1	1.8	2.5	4.6	2.8	1.9
Cercosa	4.4	4.1	2.7	1.2	2.0	1.5	1.6	2.0	1.7	2.2	0.9	1.6	1.6	1.9
	5.3	4.2	2.8	1.4	2.2	1.9	1.9	2.3	2.3	2.3	1.1	1.6	1.6	2.1
Crestuma-Lever	1.9	0.7	0.4	1.5	0.5	4.5	2.9	4.4	3.6	1.0	2.8	5.3	2.1	2.5
	2.7	0.7	0.4	1.6	0.6	4.8	3.2	5.3	5.0	1.1	2.8	5.3	2.1	2.7
Enxoé	2.8	2.1	1.0	0.5	0.8	2.2	2.9	1.1	1.5	2.8	4.6	8.2	6.5	2.8
	3.7	2.1	1.4	0.6	1.0	2.2	3.1	1.2	1.5	2.8	4.6	8.2	6.5	2.9
Fronhas	1.5	0.2	2.1	2.4	3.8	5.0	5.8	3.6	2.9	2.9	1.3	1.3	1.7	2.7
	1.8	0.2	2.1	2.5	4.1	5.1	6.0	3.9	3.3	3.1	1.7	1.4	1.7	2.9
Funcho	2.7	3.4	3.5	1.0	1.5	2.3	2.2	3.4	3.5	2.2	2.0	1.0	0.3	2.2
	3.3	3.4	3.5	1.1	2.0	2.7	3.1	3.6	3.6	2.2	2.2	1.0	0.4	2.4
Monte Novo	2.0	4.9	3.3	1.7	0.7	0.8	0.6	0.9	2.5	1.7	1.5	4.1	1.4	2.0
	2.4	4.9	3.3	2.3	0.9	0.9	0.7	0.9	2.5	1.8	1.8	4.1	1.4	2.1
Odeleite	2.6	0.5	0.5	0.7	1.2	2.4	2.9	3.2	3.1	2.2	0.5	2.7	4.5	2.0
	3.0	0.7	0.7	0.9	1.8	3.4	3.8	4.1	3.9	2.9	0.6	3.1	4.5	2.5
Pedrogão	1.6	2.2	1.9	1.3	0.7	2.0	3.2	3.3	3.1	0.9	1.3	3.4	3.3	2.2
	1.9	2.3	2.1	1.4	0.8	2.1	3.6	4.1	3.6	1.1	1.3	3.4	3.3	2.4
Penha Garcia	2.2	2.9	4.3	0.4	1.0	4.0	0.2	2.9	0.7	1.1	1.1	3.4	0.5	1.9
	2.7	2.9	4.3	0.4	1.0	4.0	0.3	2.9	0.7	1.1	1.3	3.4	0.5	1.9
Penide	1.9	0.6	0.1	0.3	2.7	1.9	1.8	1.2	0.2	2.0	2.6	3.8	0.1	1.4
	2.3	0.6	0.1	0.4	2.8	1.9	1.8	1.2	0.3	2.0	2.6	3.8	0.1	1.5
Santa Clara	1.1	0.5	0.9	0.4	1.5	1.3	1.3	1.3	1.3	1.5	1.1	1.5	1.7	1.2
	1.3	0.5	0.9	0.5	1.6	1.4	1.6	1.6	1.5	1.7	1.3	1.5	1.8	1.3
São Domingos	4.3	3.7	3.1	2.5	2.0	1.8	3.0	4.1	2.9	2.7	3.0	4.6	1.4	2.9
	4.9	3.7	3.2	3.0	2.2	2.1	3.4	4.7	3.6	3.2	3.3	4.9	1.4	3.2
Torrão	3.7	0.5	1.1	1.6	1.2	1.3	1.8	1.9	3.4	4.9	4.3	2.0	1.4	2.1
	4.9	1.5	2.1	2.4	1.9	2.0	2.5	2.6	4.3	5.5	4.5	2.7	2.3	2.9
Vale Covo	1.6	1.4	1.6	1.6	1.2	2.3	2.8	2.9	2.3	1.3	0.9	1.3	1.8	1.8
	2.0	1.6	1.7	1.8	1.4	2.4	3.0	3.3	2.8	1.7	1.2	1.3	1.8	2.0

A simulação do período de instabilidade térmica que surge nos meses de Setembro, Outubro e Novembro e que antecede novo período de homogeneização, é uma das principais diferenças encontradas entre os dois modelos. Apesar de existirem albufeiras para as quais os modelos se comportaram de forma semelhante, como as albufeiras da Aguieira, Bouçã ou Cabril, (figuras 6.64, 6.67 e 6.68), surgem também albufeiras em que esta diferença é evidente como se pode observar nas albufeiras do Alto Lindoso, Alto Rabagão e Castelo do Bode (figuras 6.65, 6.66 e 6.69).

Albufeira da Aguieira – Temperatura da água

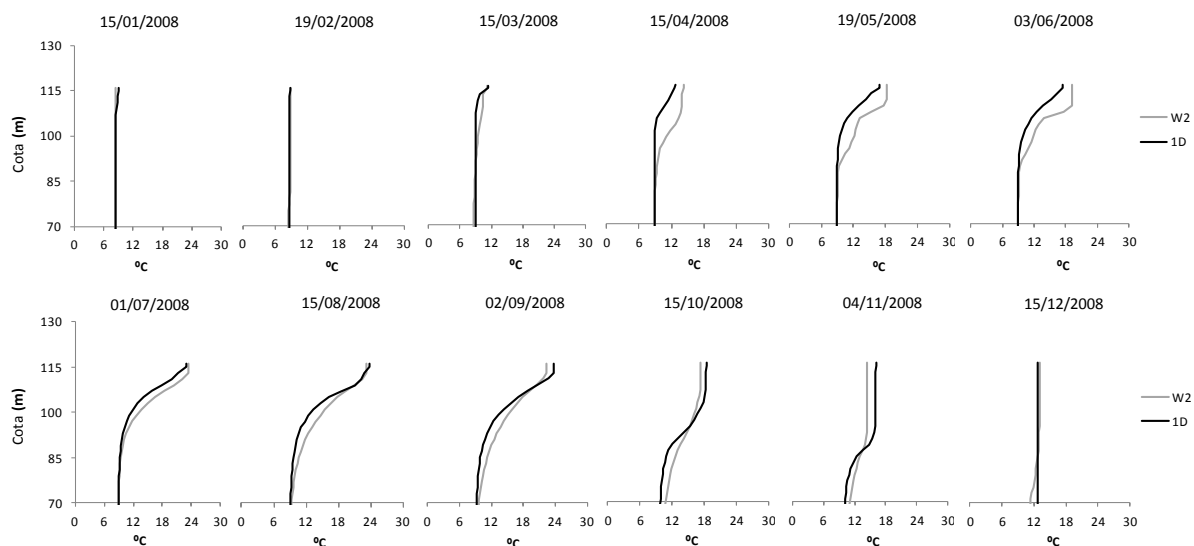


Figura 6.64 - Albufeira da Aguieira - Variação da temperatura da água em profundidade – CE-QUAL-W2 versus 1D

Albufeira do Alto Lindoso – Temperatura da água

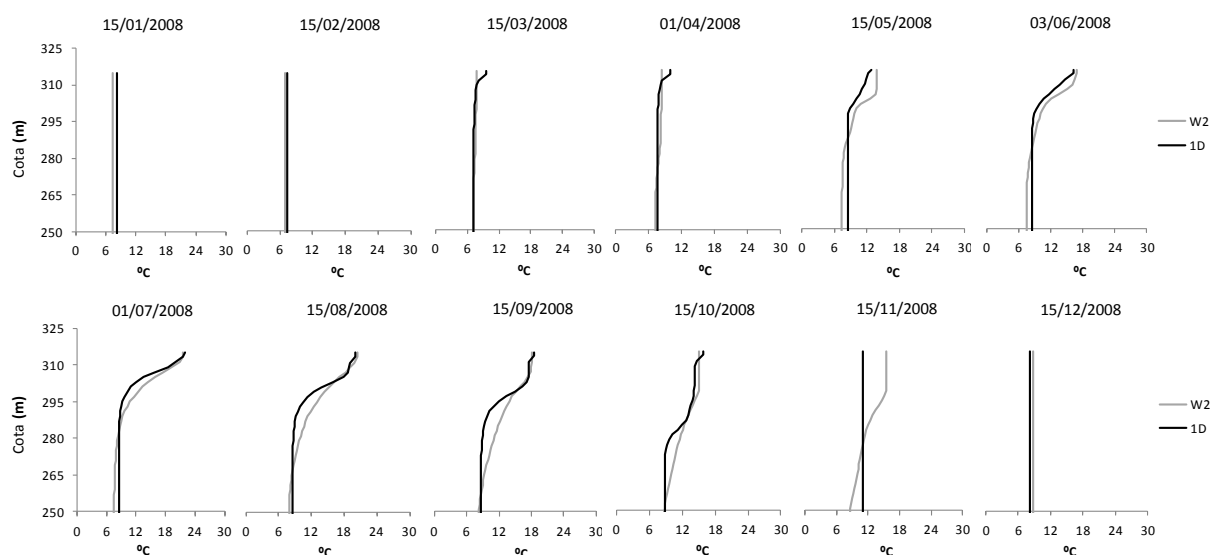


Figura 6.65 - Albufeira do Alto Lindoso - Variação da temperatura da água em profundidade – CE-QUAL-W2 versus 1D

Albufeira do Alto Rabagão – Temperatura da água

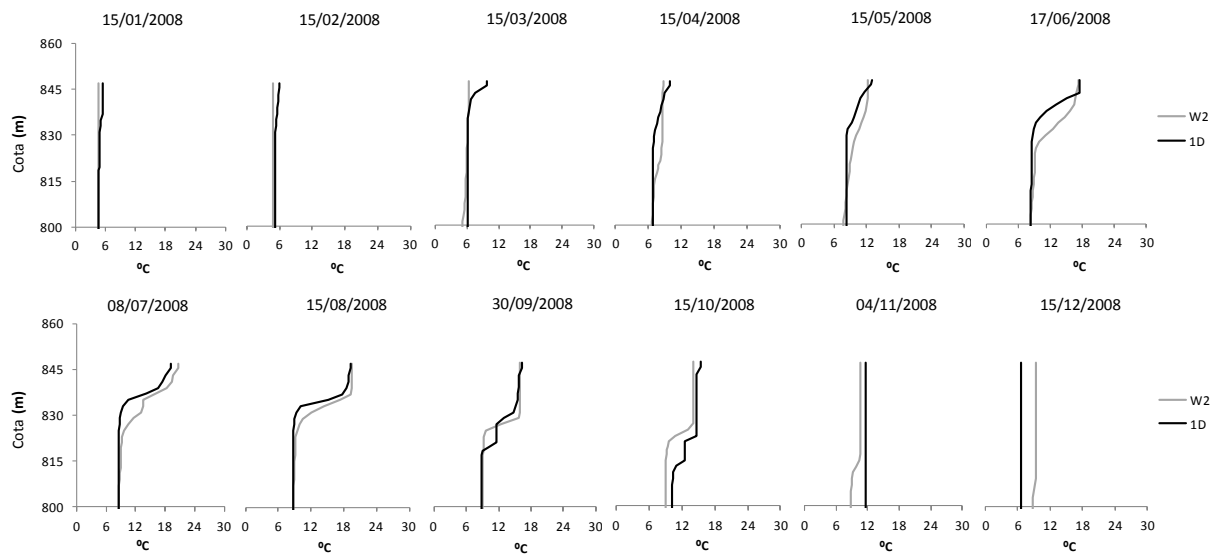


Figura 6.66 - Albufeira do Alto Rabagão - Variação da temperatura da água em profundidade – CE-QUAL-W2 *versus* 1D

Albufeira da Bouçã – Temperatura da água

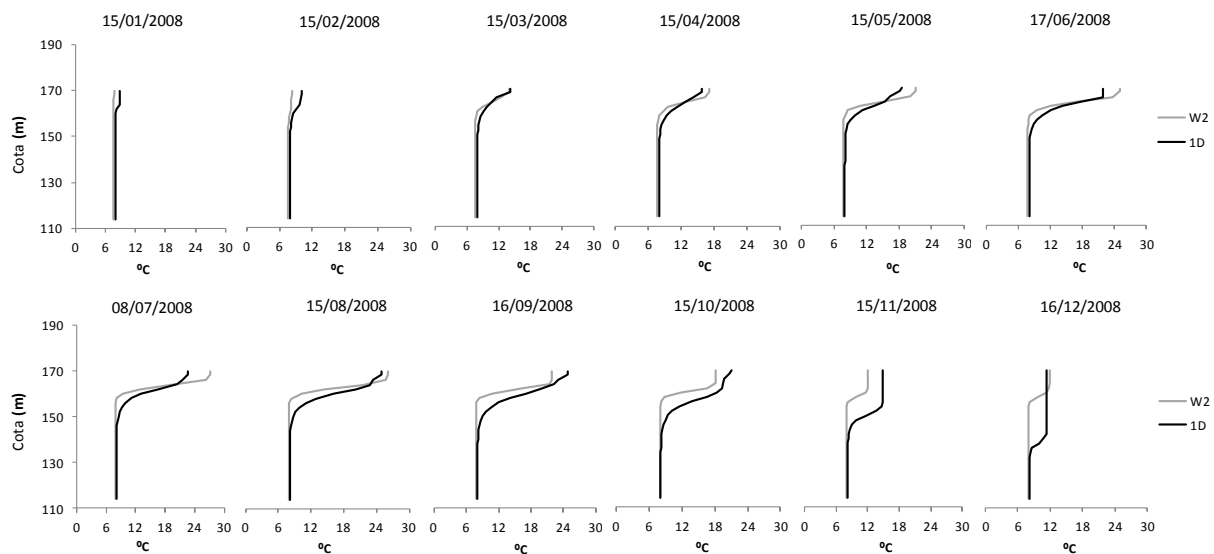


Figura 6.67 - Albufeira da Bouçã - Variação da temperatura da água em profundidade – CE-QUAL-W2 *versus* 1D

Albufeira do Cabril – Temperatura da água

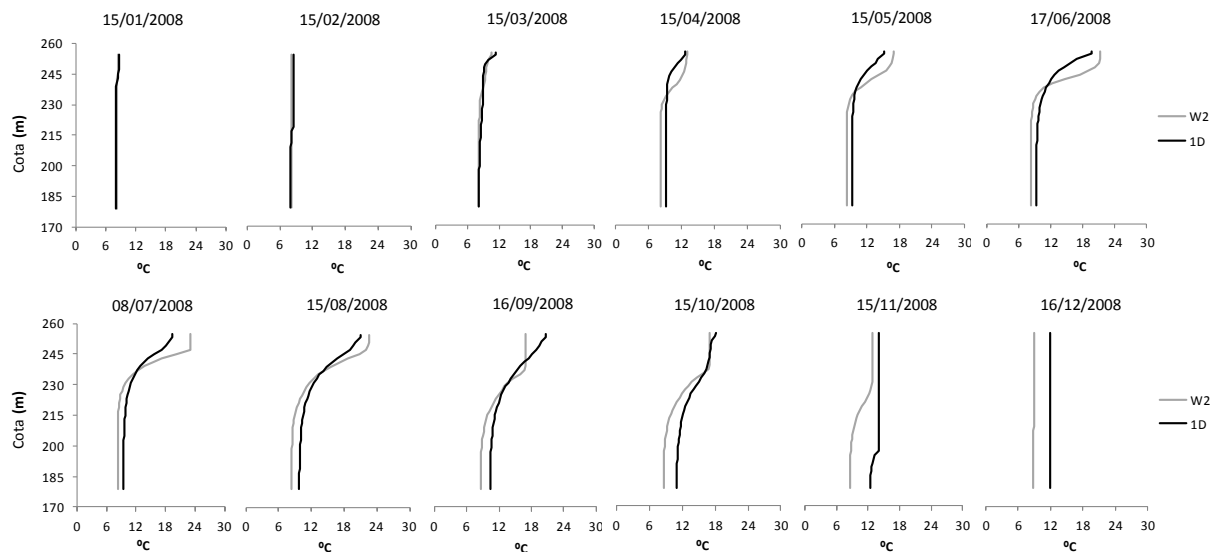


Figura 6.68 - Albufeira do Cabril - Variação da temperatura da água em profundidade – CE-QUAL-W2 *versus* 1D

O facto de a radiação solar incidente utilizada no modelo unidimensional se basear em valores observados e não em valores estimados pelo modelo com base na nebulosidade, como no caso das simulações realizadas com o modelo CE-QUAL-W2, às quais acresce a limitação decorrente de se terem utilizado valores de nebulosidade médios mensais, obtidas para o período, 1951-1980, determinou algumas diferenças na evolução da temperatura da água em algumas das massas de água simuladas, como por exemplo na albufeira de Castelo do Bode (Figura 6.69).

Albufeira de Castelo do Bode – Temperatura da água

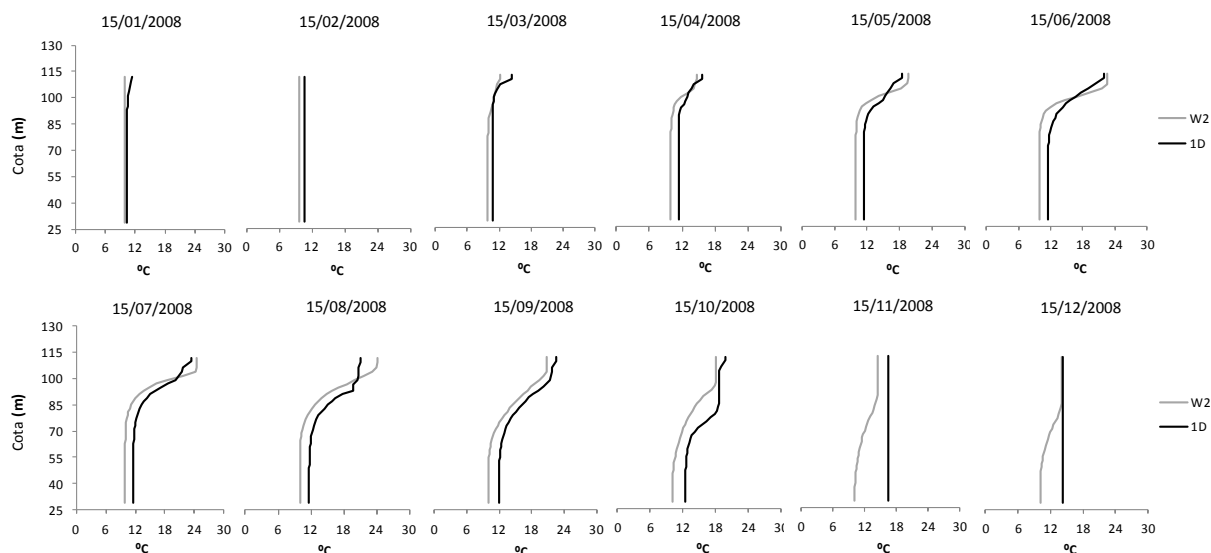


Figura 6.69 - Albufeira de Castelo do Bode - Variação da temperatura da água em profundidade – CE-QUAL-W2 *versus* 1D

Por outro lado a utilização de valores de radiação solar observados na rede meteorológica tem a desvantagem de, em algumas situações, surgirem valores pouco credíveis, como se pode evidenciar nos resultados obtidos para a albufeira do Torrão (Figura 6.70). Os valores de radiação solar obtidos para os meses de Agosto a Outubro, são manifestamente inferiores aos valores médios usualmente observados neste período do ano.

Albufeira do Torrão – Temperatura da água

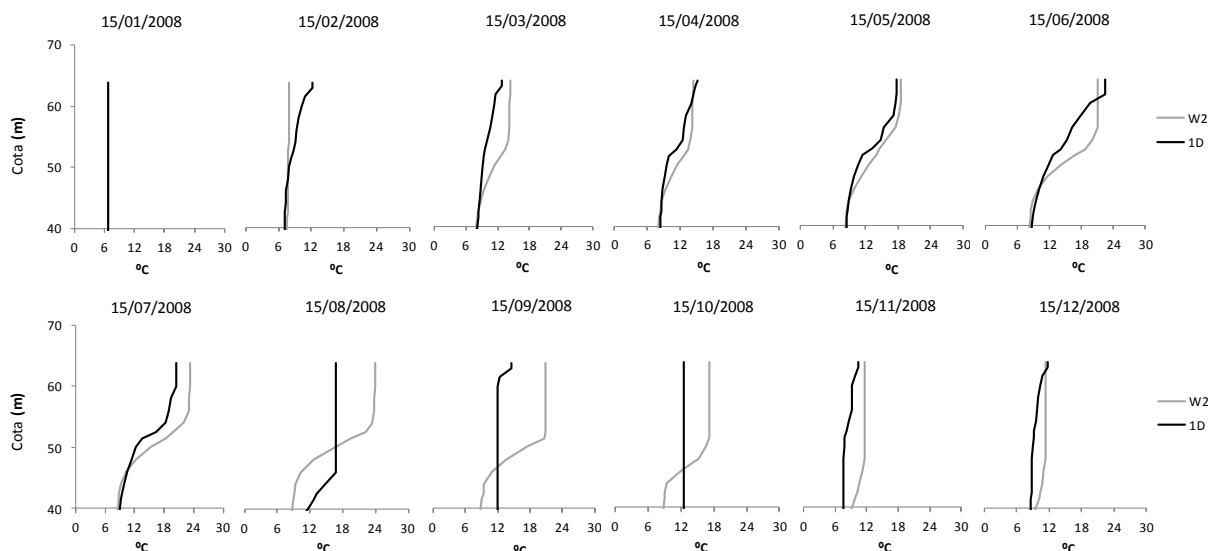


Figura 6.70 - Albufeira do Torrão - Variação da temperatura da água em profundidade – CE-QUAL-W2 *versus* 1D

Apesar de apenas se dispor de um exemplo da simulação da evolução da temperatura de uma massa de água com a dimensão da albufeira de Alqueva, os resultados obtidos indicam que este modelo unidimensional não é indicado para a simulação de uma massa de água com esta dimensão. Apesar de várias tentativas de calibração, não foi possível reproduzir com o modelo 1D a estratificação térmica obtida com o modelo CE-QUAL-W2, para o período temporal mais quente do ano (Figura 6.71).

Deve também referir-se que, neste caso, o melhor ajustamento obtido entre os dois modelos foi obtido quando se utilizou, $\sigma = 0.001$, o que gerou valores do coeficiente de difusividade turbulenta superiores ao intervalo de variação dos valores observados para este parâmetro na região da termoclina e em profundidade em lagos profundos, $[10^{-6}, 10^{-3}]$ (EPA, 1985), durante quase todo o período de simulação, principalmente durante os meses mais quentes do ano, como se pode observar no Quadro 6.15, onde se apresenta a variação deste parâmetro para cada uma das massas de água, estando identificados os valores que ultrapassam o referido limite.

Albufeira de Alqueva – Temperatura da água

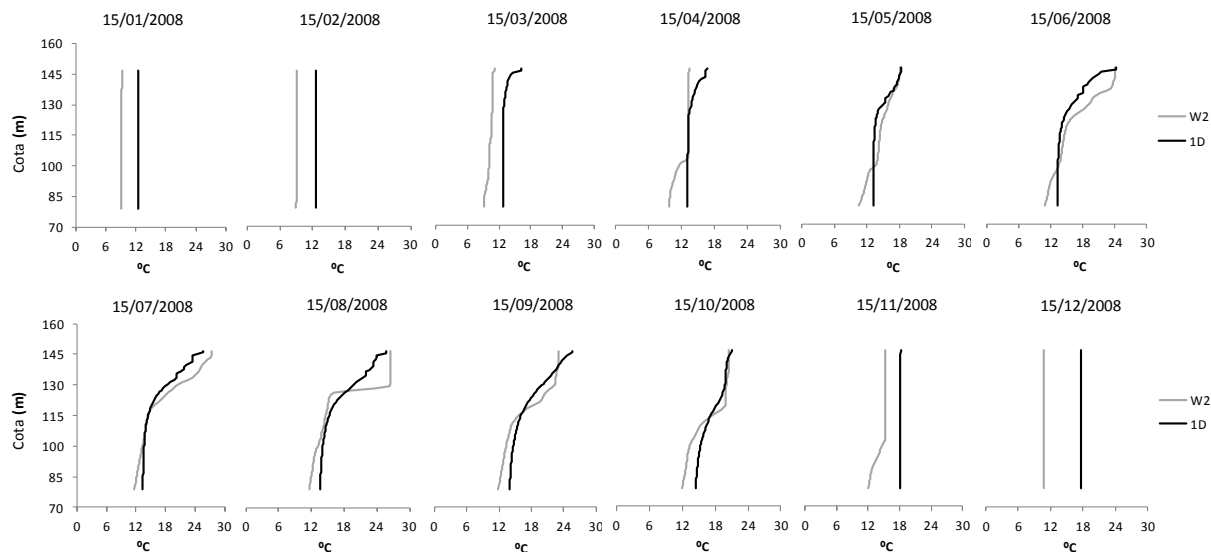


Figura 6.71 - Albufeira de Alqueva - Variação da temperatura da água em profundidade – CE-QUAL-W2 *versus* 1D

Os resultados obtidos para as albufeiras do Alto Cávado, Caia, Azibo, Cercosa, Fronhas e Odeleite, permitem concluir que, apesar de nos meses de Agosto, Setembro e Outubro a profundidade da camada de mistura completa obtida com os dois modelos ser muito semelhante, o modelo CE-QUAL-W2 revela sempre uma estratificação térmica mais forte no período inerente aos meses de Abril, Maio, e Junho (figuras 6.72 a 6.77). Esta diferença resulta das características da parametrização da difusividade turbulenta vertical de cada um dos modelos, mais concretamente da maior dificuldade do modelo unidimensional em simular massas de água pouco profundas.

Quadro 6.15 – Variação do coeficiente de difusividade turbulenta vertical do modelo unidimensional

Albufeira	Coeficiente de difusividade turbulenta vertical, K_z (m ² /s)						σ	n
	Valor médio		Valor máximo		Valor mínimo			
	Inverno	Verão	Inverno	Verão	Inverno	Verão		
Agueira	0.0000235	0.0000125	0.0001081	0.0000624	0.0000001	0.0000001	0.01	1.0
Alqueva	0.0284356	0.0151690	0.0898800	0.2694564	0.0000046	0.0000046	0.001	1.0
Alto Cávado	0.0000047	0.0000021	0.0000150	0.0000079	0.0000012	0.0000012	0.01	1.0
Alto Lindoso	0.0000361	0.0000114	0.0001063	0.0000797	0.0000001	0.0000001	0.01	1.0
Alto Rabagão	0.0000320	0.0000138	0.0000960	0.0000647	0.0000001	0.0000001	0.01	1.0
Azibo	0.0007339	0.0002984	0.0028032	0.0021552	0.0000104	0.0000104	0.01	1.0
Bouçã	0.0000015	0.0000009	0.0000062	0.0000046	0.0000001	0.0000001	0.01	1.0
Cabril	0.0000178	0.0000093	0.0000621	0.0000464	0.0000001	0.0000001	0.01	1.0
Caia	0.0000076	0.0000050	0.0000274	0.0000221	0.0000001	0.0000001	0.01	1.0
Castelo do Bode	0.0000964	0.0000430	0.0003300	0.0002367	0.0000002	0.0000002	0.01	1.0
Cercosa	0.0000077	0.0000075	0.0000600	0.0000600	0.0000000	0.0000000	0.01	1.0
Crestuma-Lever	0.0000296	0.0000119	0.0001200	0.0000842	0.0000000	0.0000000	0.01	1.0
Enxoé	0.0000002	0.0000002	0.0000007	0.0000006	0.0000000	0.0000000	0.01	1.0
Fronhas	0.0000024	0.0000007	0.0000123	0.0000062	0.0000001	0.0000001	0.01	1.0
Funcho	0.0000041	0.0000039	0.0000132	0.0000287	0.0000000	0.0000000	0.01	1.0
Monte Novo	0.0000025	0.0000025	0.0000083	0.0000073	0.0000000	0.0000000	0.01	1.0
Odeleite	0.0000049	0.0000038	0.0000189	0.0000176	0.0000001	0.0000001	0.01	1.000
Pedrogão	0.0000081	0.0000048	0.0000295	0.0000271	0.0000000	0.0000000	0.01	1.0
Penha Garcia	0.0000025	0.0000020	0.0000383	0.0000074	0.0000000	0.0000000	0.01	1.0
Penide	0.0000025	0.0000022	0.0000123	0.0000058	0.0000000	0.0000000	0.01	1.0
Santa Clara	0.0000633	0.0000287	0.0002097	0.0001611	0.0000001	0.0000001	0.01	1.0
São Domingos	0.0000044	0.0000043	0.0000132	0.0000118	0.0000001	0.0000001	0.01	1.0
Torrão	0.0000124	0.0000090	0.0000888	0.0000387	0.0000001	0.0000001	0.01	1.0
Vale Covo	0.00000001	0.00000001	0.0000001	0.0000001	0.0000000	0.0000000	0.01	1.0

Albufeira do Alto Cávado – Temperatura da água

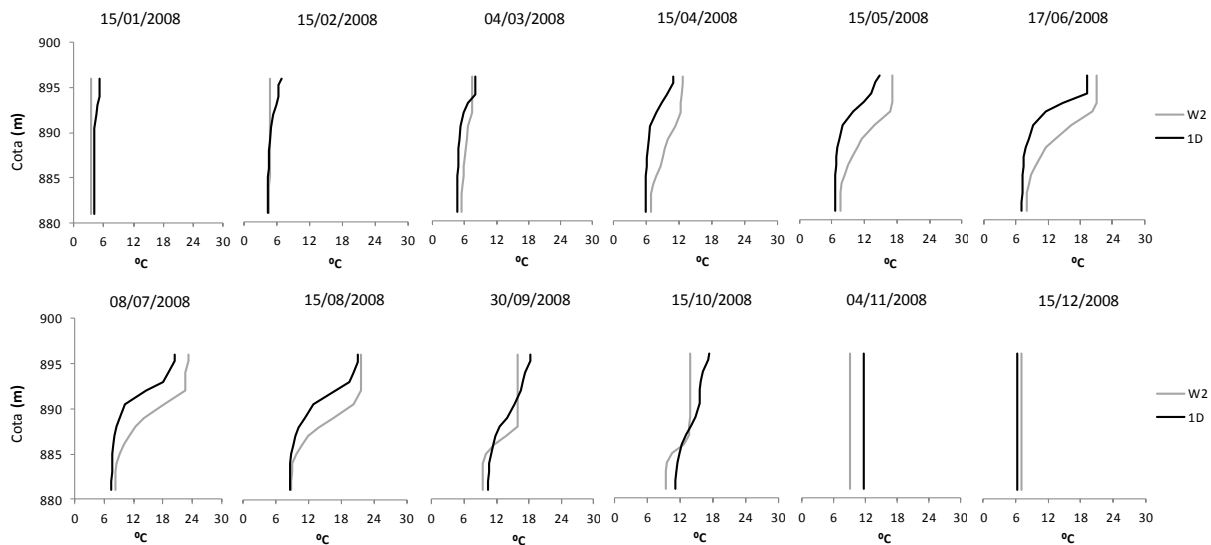


Figura 6.72 - Albufeira do Alto Cávado - Variação da temperatura da água em profundidade – CE-QUAL-W2 versus 1D

Albufeira do Azibo – Temperatura da água

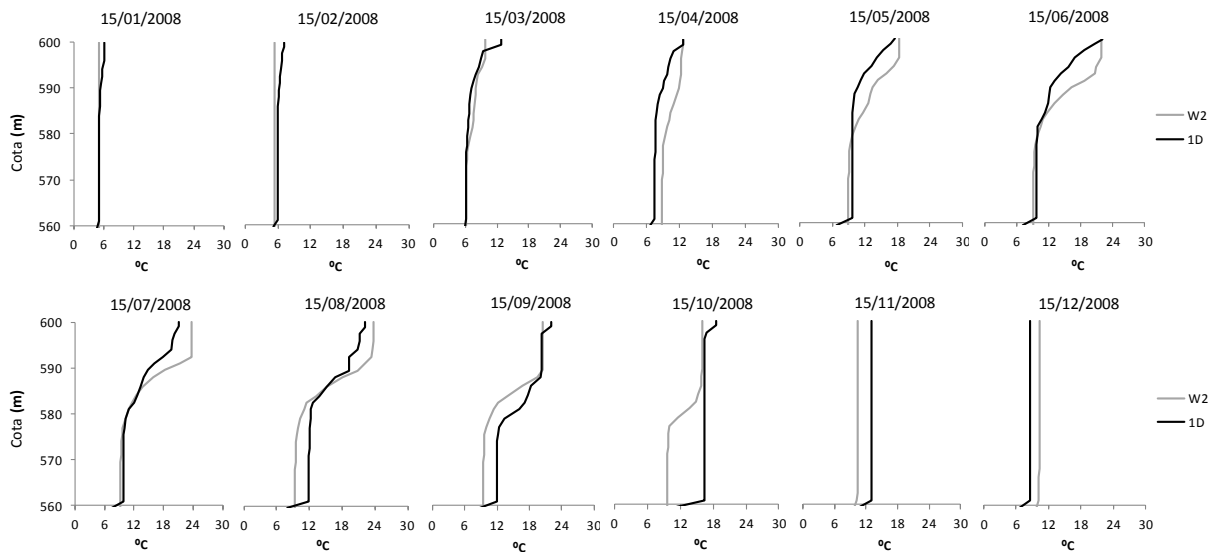


Figura 6.73 - Albufeira do Azibo - Variação da temperatura da água em profundidade – CE-QUAL-W2 versus 1D

Albufeira da Cercosa – Temperatura da água

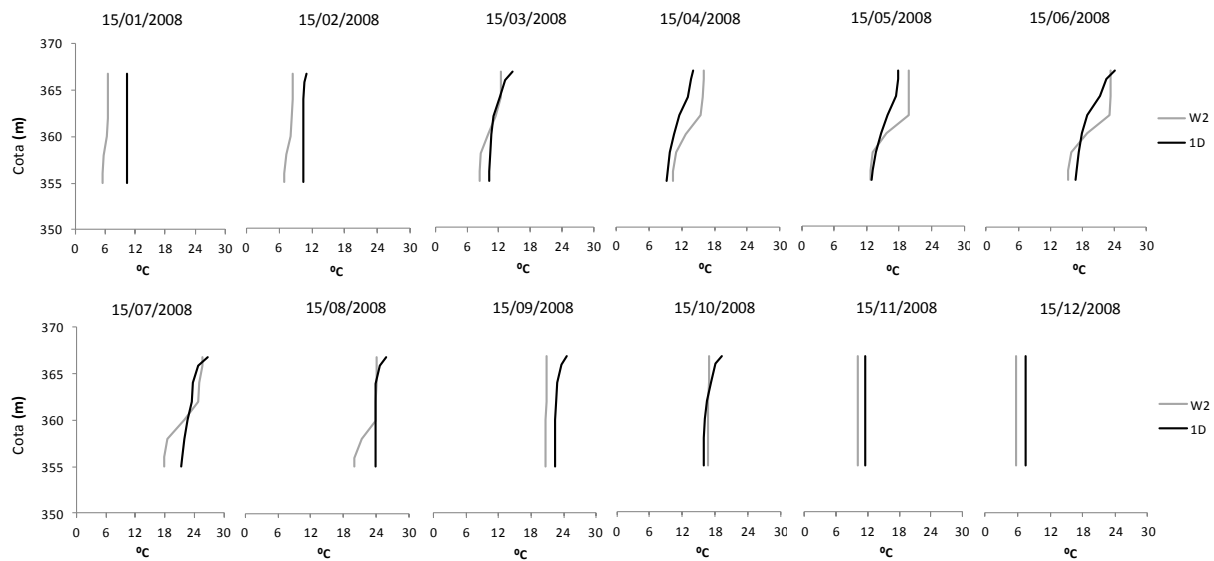


Figura 6.74 - Albufeira da Cercosa - Variação da temperatura da água em profundidade – CE-QUAL-W2 *versus* 1D

Albufeira do Caia – Temperatura da água

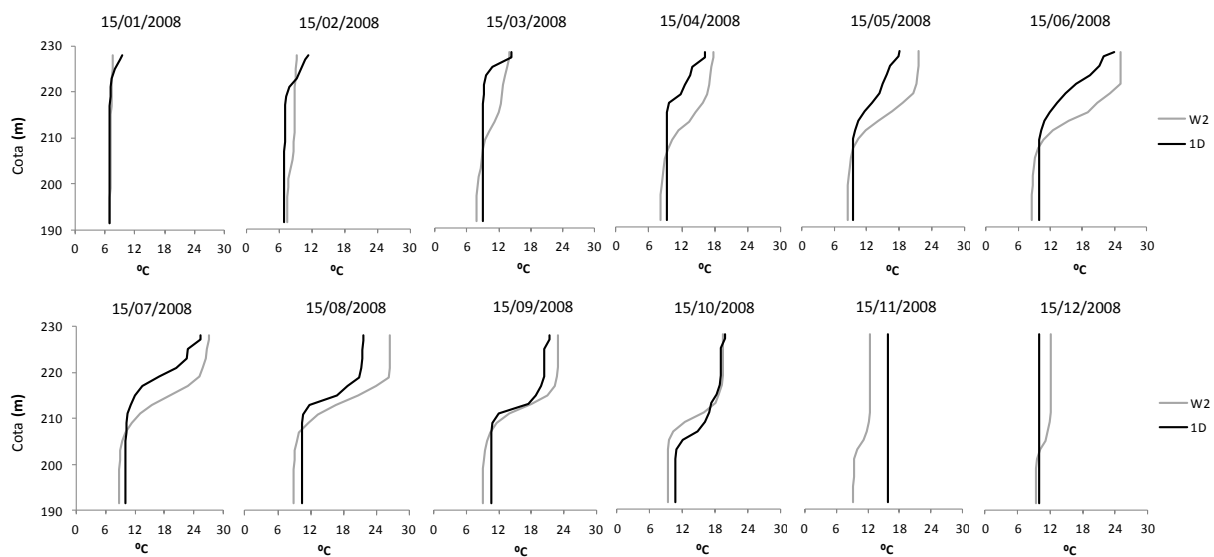


Figura 6.75 - Albufeira do Caia - Variação da temperatura da água em profundidade – CE-QUAL-W2 *versus* 1D

Albufeira de Fronhas – Temperatura da água

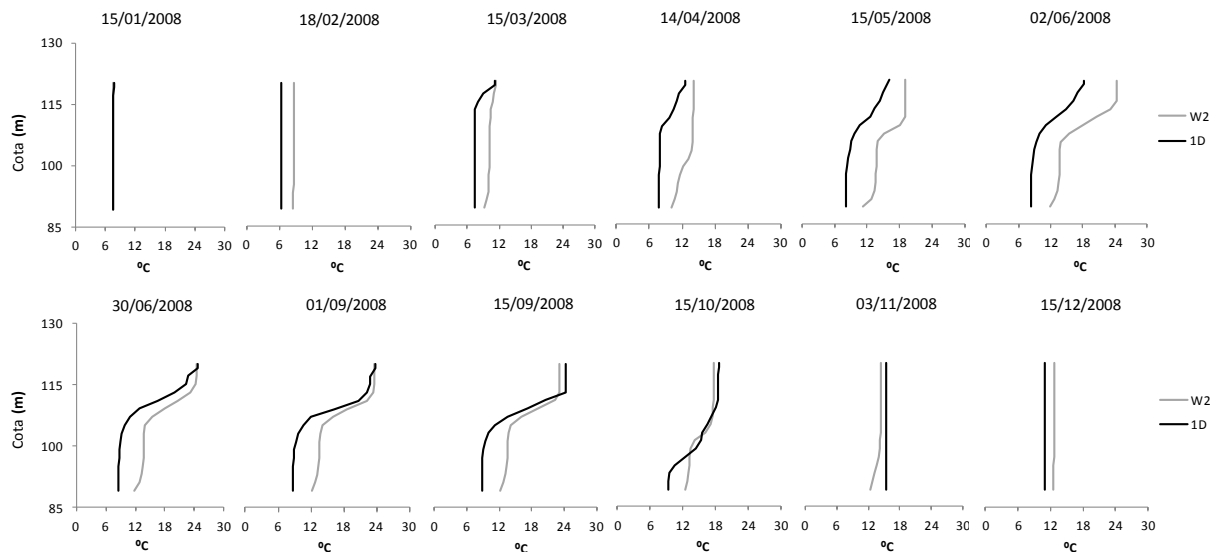


Figura 6.76 - Albufeira de Fronhas - Variação da temperatura da água em profundidade – CE-QUAL-W2 versus 1D

Albufeira de Odeleite – Temperatura da água

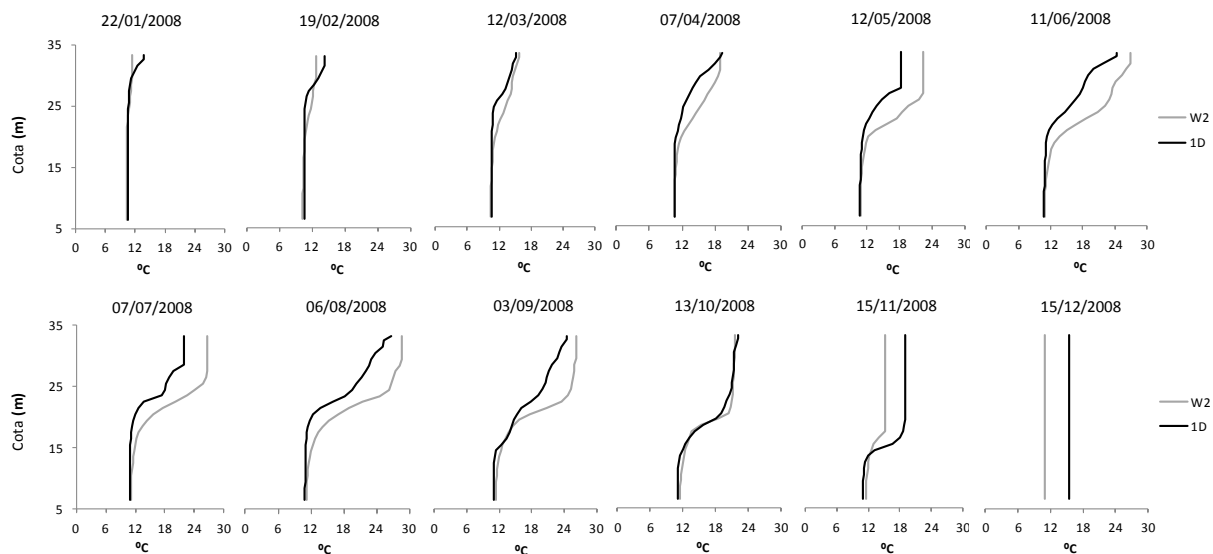


Figura 6.77 - Albufeira de Odeleite - Variação da temperatura da água em profundidade – CE-QUAL-W2 versus 1D

Os resultados obtidos para a albufeira de Santa Clara revelam um melhor ajustamento entre os perfis de temperatura obtidos com os dois modelos (Figura 6.78).

Albufeira de Santa Clara – Temperatura da água

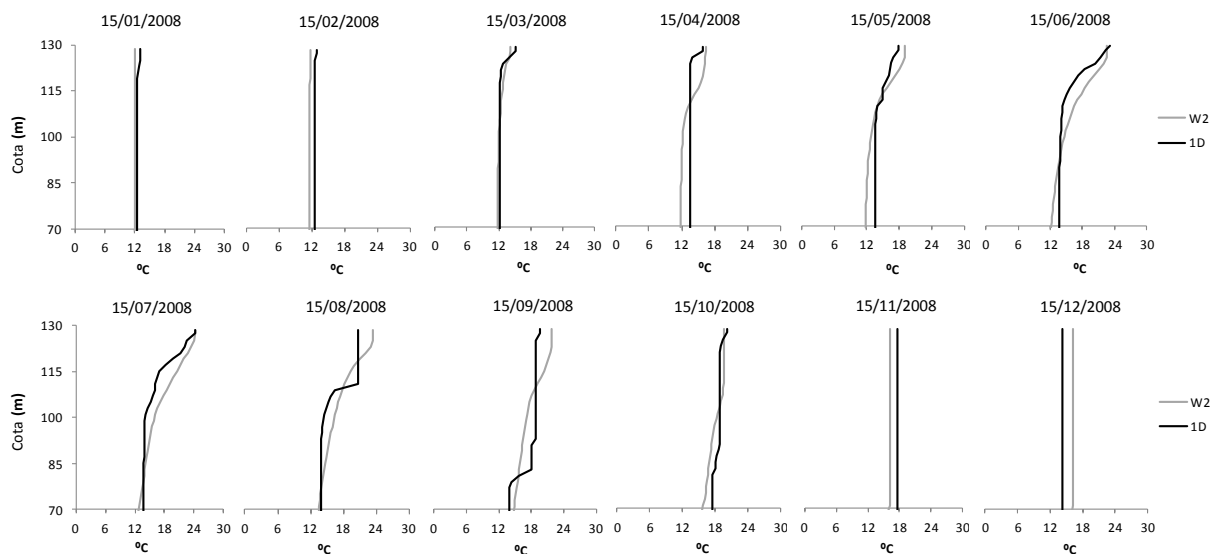


Figura 6.78 - Albufeira de Santa Clara - Variação da temperatura da água em profundidade – CE-QUAL-W2 *versus* 1D

Os resultados obtidos para a albufeira de São Domingos demonstram que apesar da tendência evolutiva dos perfis de temperatura da água ser semelhante, observam-se diferenças significativas à superfície e em profundidade que devem também ser uma consequência do facto da radiação solar incidente utilizada no modelo unidimensional se basear em valores observados (Figura 6.79). Este facto é comum a outras quatro albufeiras, Alqueva, Odeleite, Enxoé e Funcho, todas localizadas no Sul de Portugal. Este facto reforça a conclusão obtida relativamente ao ajustamento obtido para a albufeira do Torrão. Existem na rede meteorológica, valores de radiação solar que evidenciam algum desfasamento relativamente aos valores usualmente observados.

Albufeira de São Domingos – Temperatura da água

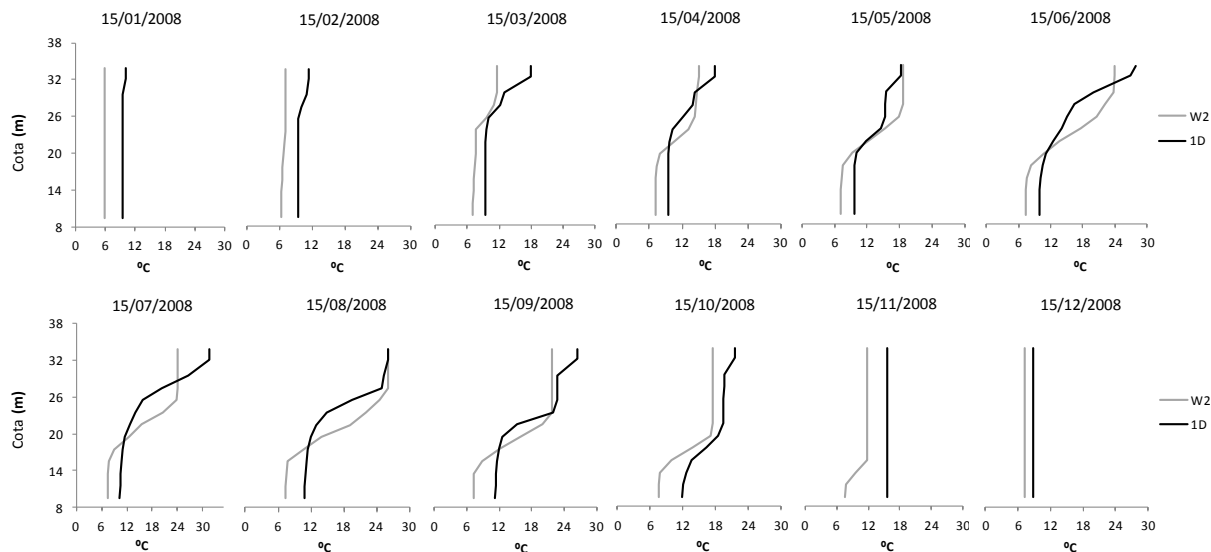


Figura 6.79 - Albufeira de São Domingos - Variação da temperatura da água em profundidade – CE-QUAL-W2 versus 1D

Nas figuras 6.80 a 6.83, podem observar-se os resultados das simulações obtidas para as albufeiras que se encontram homogeneizadas durante todo o ano. Como se pode observar, ambos os modelos descrevem de forma semelhante a evolução da temperatura da água, independentemente do volume ou da profundidade das massas de água. Verifica-se, no entanto, que o modelo unidimensional descreve a existência de alguma estratificação térmica na albufeira de Crestuma-Lever, nos meses de Julho e de Agosto.

Albufeira de Crestuma-Lever – Temperatura da água

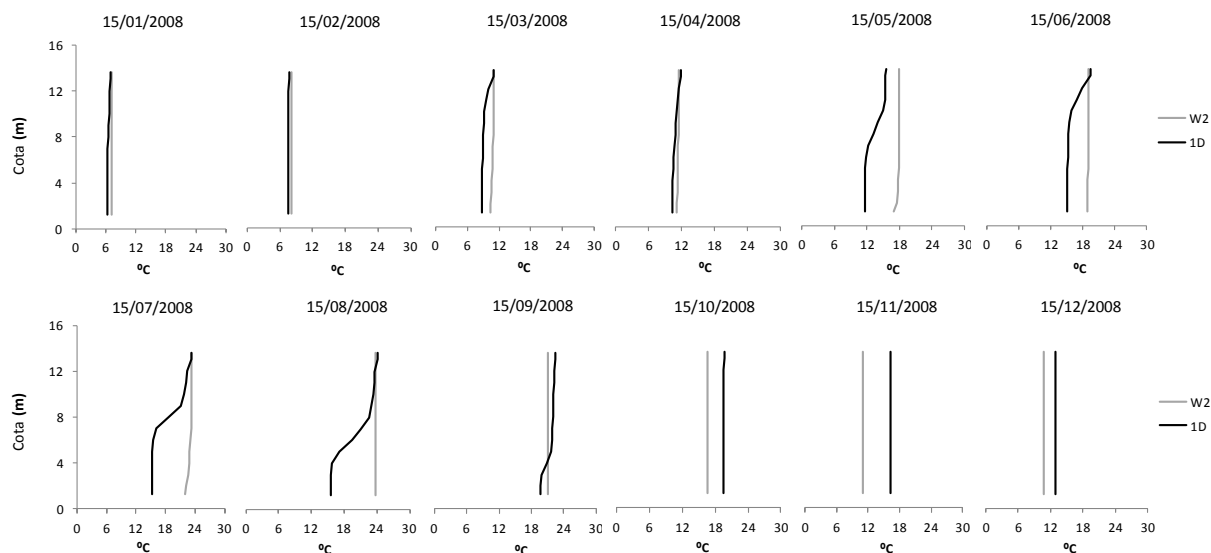


Figura 6.80 - Albufeira de Crestuma-Lever - Variação da temperatura da água em profundidade – CE-QUAL-W2 versus 1D

Albufeira do Enxoé – Temperatura da água

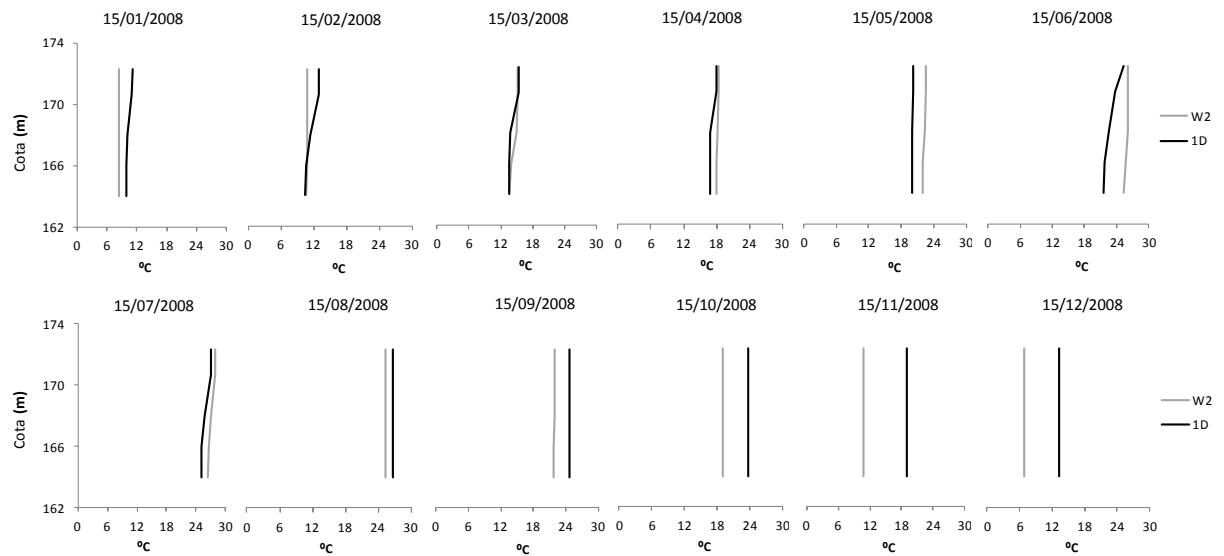


Figura 6.81 - Albufeira do Enxoé - Variação da temperatura da água em profundidade – CE-QUAL-W2 *versus* 1D

Albufeira de Penha Garcia – Temperatura da água

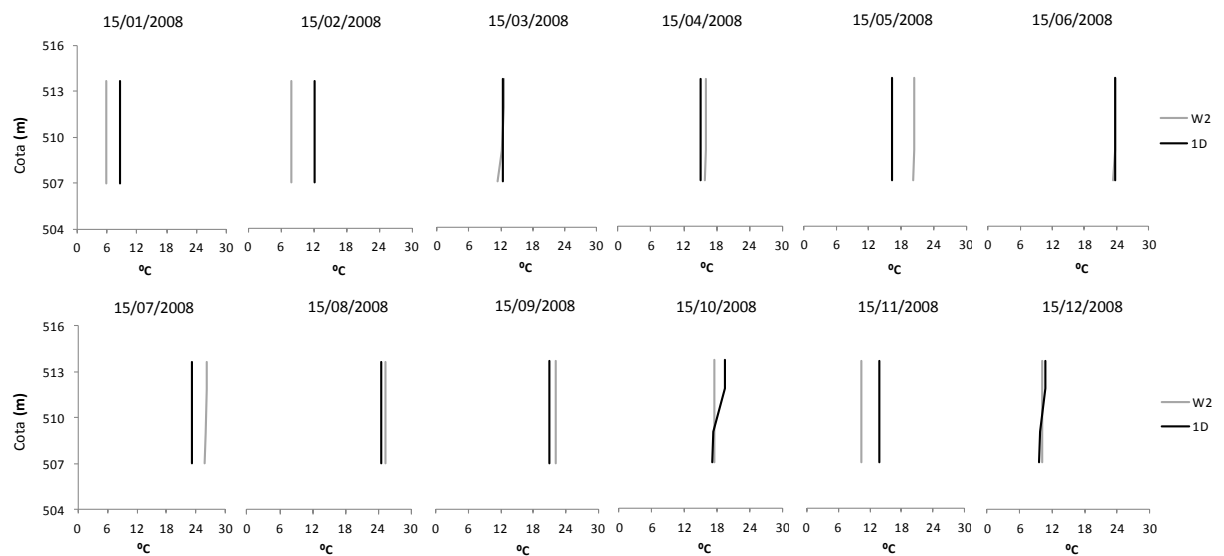


Figura 6.82 - Albufeira de Penha Garcia - Variação da temperatura da água em profundidade – CE-QUAL-W2 *versus* 1D

Albufeira de Penide – Temperatura da água

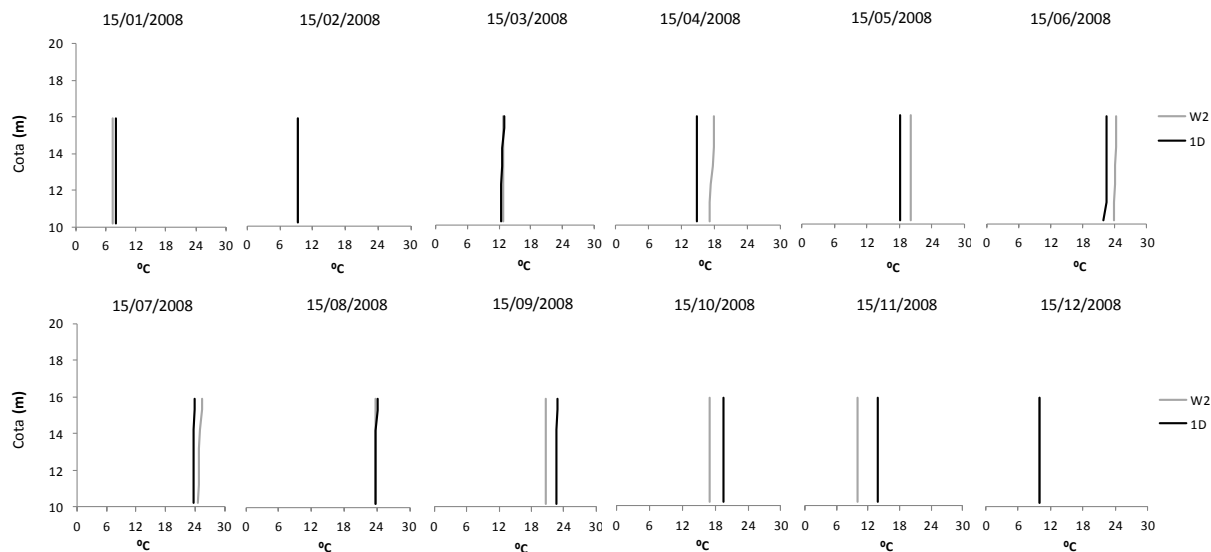


Figura 6.83 - Albufeira de Penide - Variação da temperatura da água em profundidade – CE-QUAL-W2 versus 1D

Nas figuras 6.84, a 6.87 pode observar-se os resultados obtidos com as simulações das albufeiras do Funcho, Monte Novo, Pedrogão e Vale Covo/Salgueiral. Apesar das diferenças observadas considera-se que o modelo unidimensional simula razoavelmente bem a evolução da temperatura da água de cada uma das massas de água.

Albufeira do Funcho – Temperatura da água

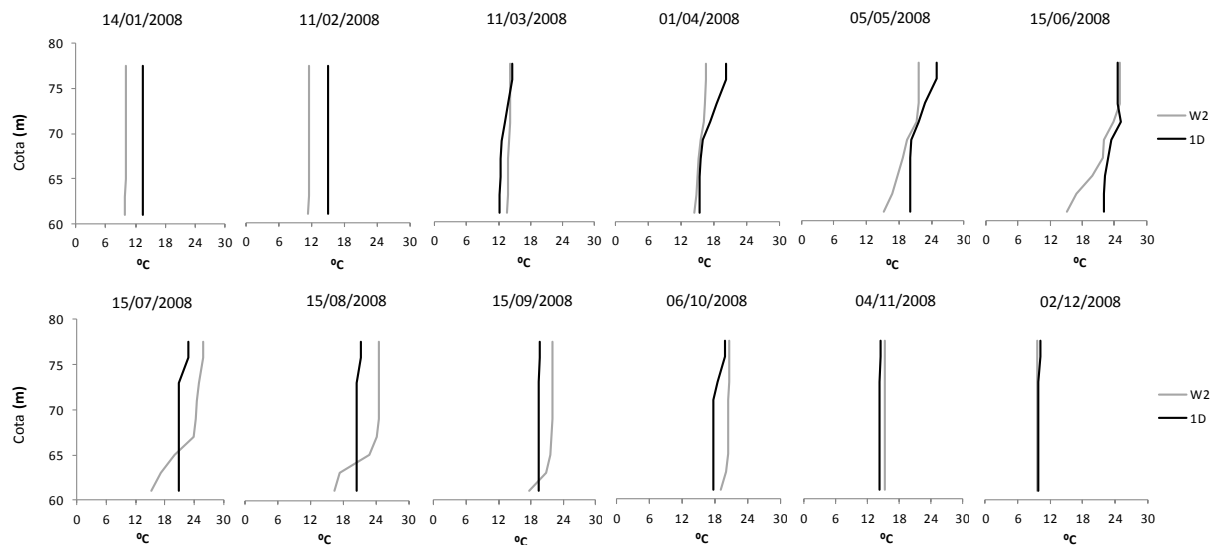


Figura 6.84 - Albufeira do Funcho - Variação da temperatura da água em profundidade – CE-QUAL-W2 versus 1D

Albufeira de Monte Novo – Temperatura da água

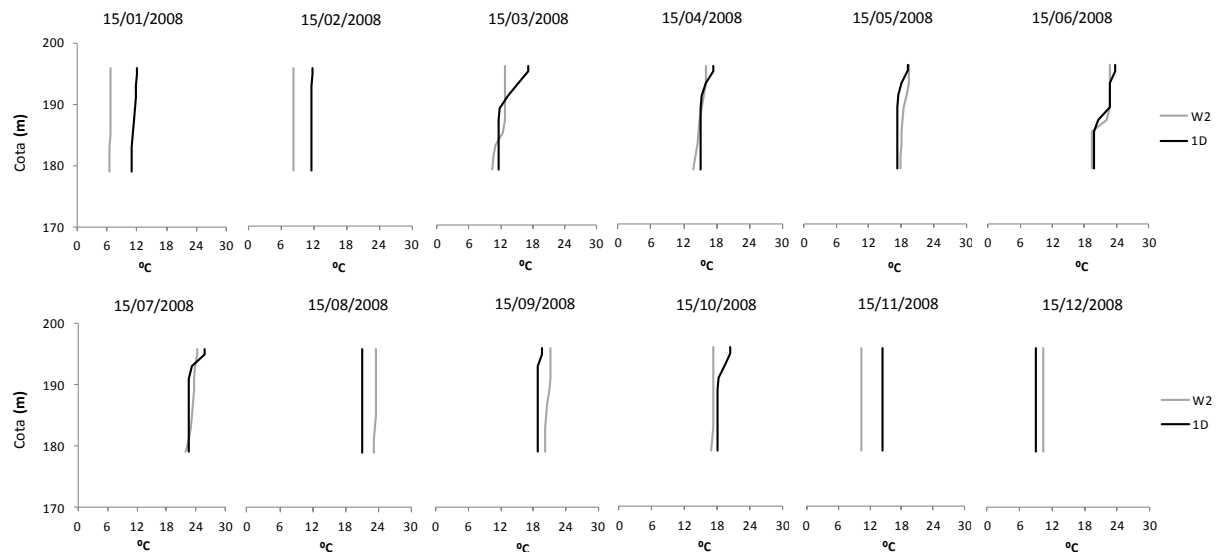


Figura 6.85 - Albufeira de Monte Novo - Variação da temperatura da água em profundidade – CE-QUAL-W2 *versus* 1D

Albufeira de Pedrogão – Temperatura da água

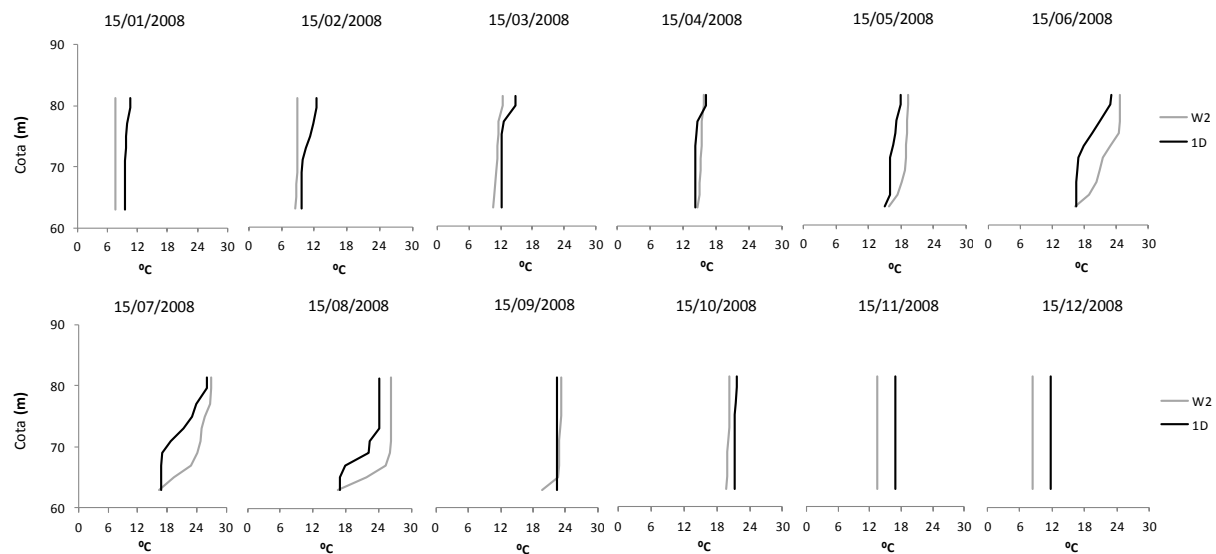


Figura 6.86 - Albufeira de Pedrogão - Variação da temperatura da água em profundidade – CE-QUAL-W2 *versus* 1D

Albufeira de Vale Côvo/Salgueiral – Temperatura da água

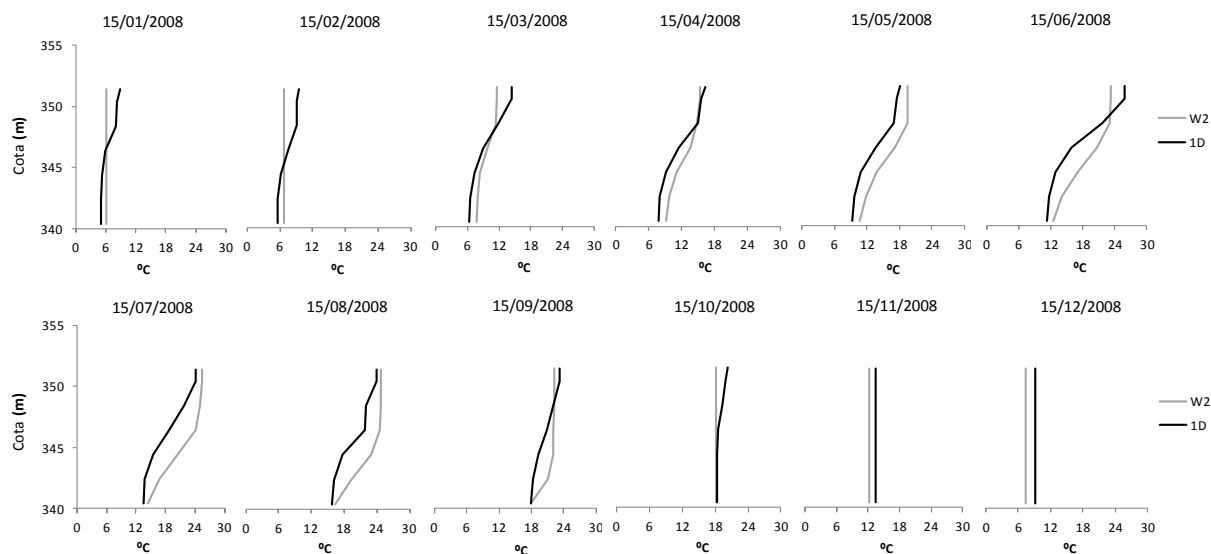


Figura 6.87 - Albufeira de Vale Côvo/Salgueiral - Variação da temperatura da água em profundidade – CE-QUAL-W2 versus 1D

Nas figuras 6.88 a 6.92, pode observar-se a variação da temperatura da água à superfície obtida com os dois modelos, para as albufeiras de Castelo do Bode, Aguieira, Alto Lindoso, Alto Rabagão e Cabril e os valores de temperatura da água observados para os períodos temporais considerados, que se encontram disponíveis no SNIRH. A análise dos valores de AME obtidos para cada um dos modelos, permite concluir que o afastamento relativamente aos valores observados é, com o modelo CE-QUAL-W2 e com o modelo unidimensional de 1.9°C e de 2.4°C, respectivamente. Deve referir-se que o modelo CE-QUAL-W2 foi calibrado para o período temporal simulado, pelo que seria expectável que os resultados obtidos fossem melhores do que os fornecidos pelo modelo unidimensional. Apesar da diferença existente entre os dois modelos e os valores observados, considera-se que ambos simulam razoavelmente bem a evolução anual da temperatura da água dos sistemas simulados, apesar de nas simulações realizadas não se ter incluído a afluência/efluência de caudal.

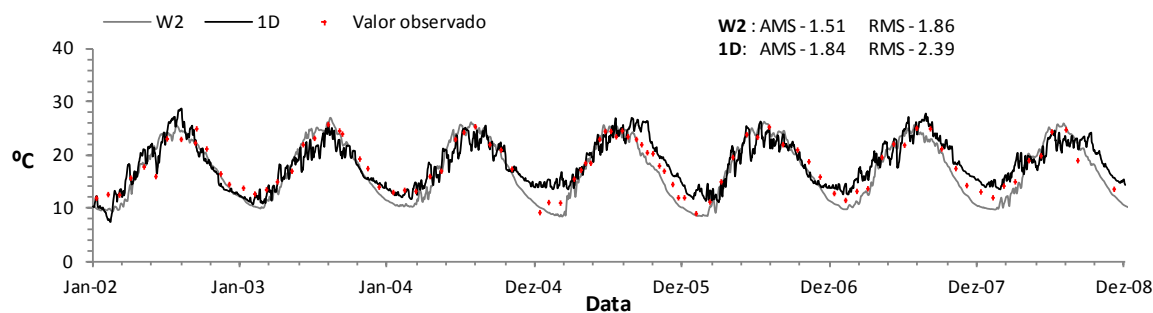


Figura 6.88 - Alb. de Castelo do Bode - Temperatura da água à superfície – CE-QUAL-W2 versus 1D

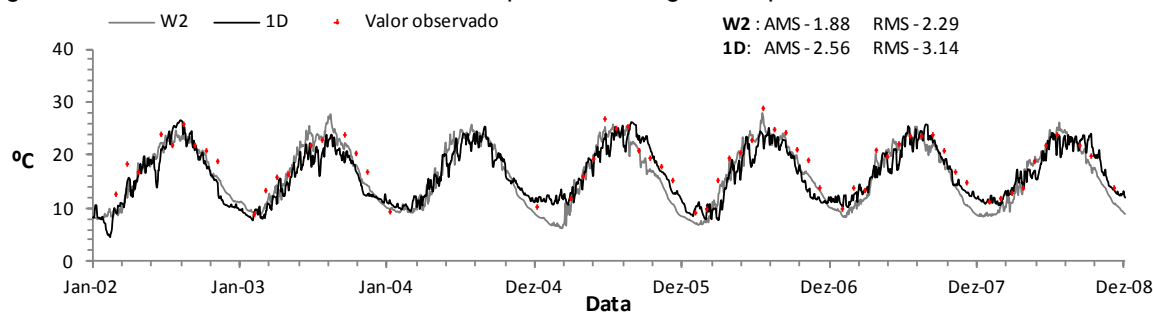


Figura 6.89 - Albufeira da Aguieira - Temperatura da água à superfície – CE-QUAL-W2 versus 1D

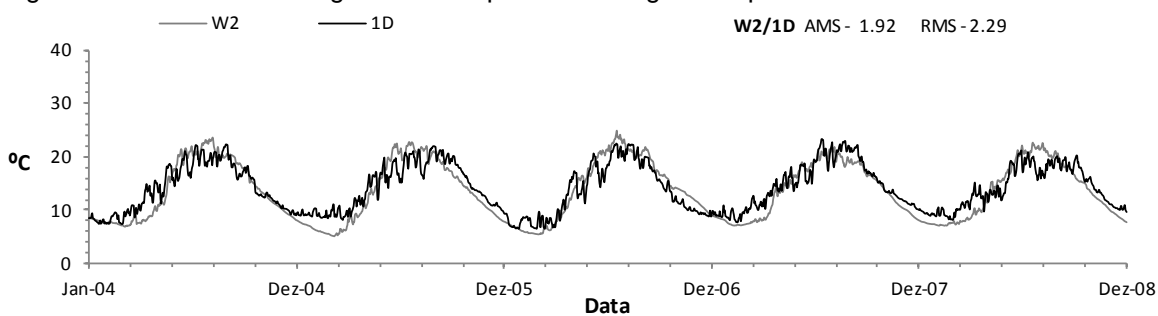


Figura 6.90 - Albufeira do Alto Lindoso - Temperatura da água à superfície – CE-QUAL-W2 versus 1D

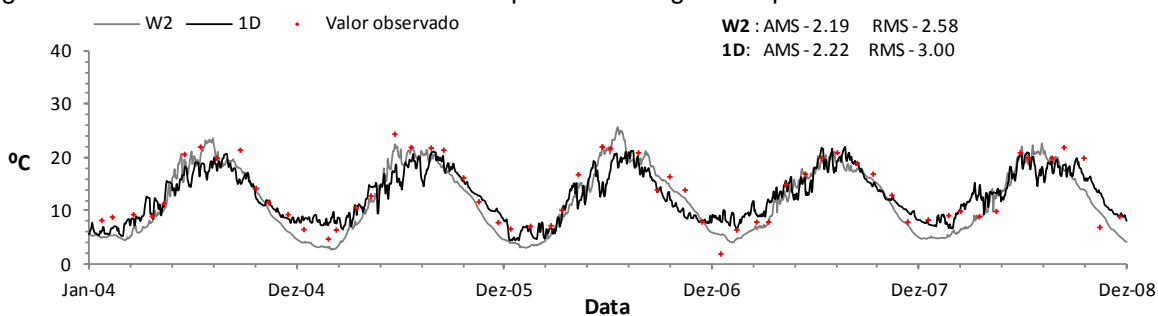


Figura 6.91 - Albufeira do A. Rabagão - Temperatura da água à superfície – CE-QUAL-W2 versus 1D

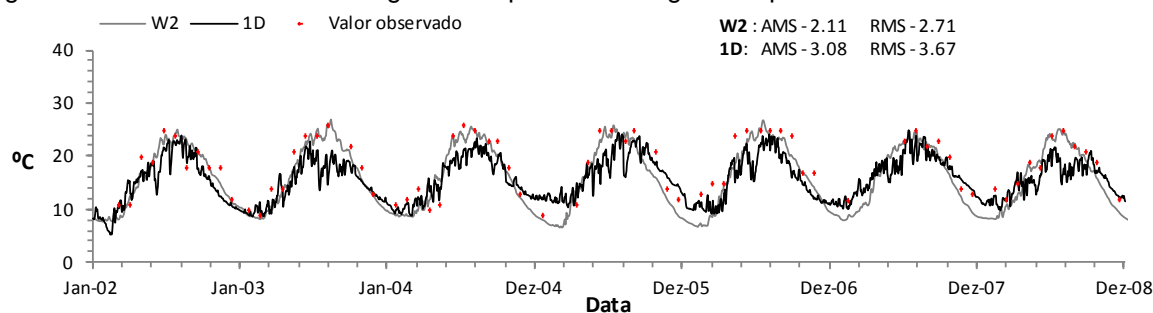


Figura 6.92 - Albufeira de Cabril - Temperatura da água à superfície – CE-QUAL-W2 versus 1D

Na Figura 6.93 pode observar-se a evolução diária dos valores de temperatura da água obtida com os dois modelos para as albufeiras do Alto Lindoso e de Cabril. Estas figuras revelam a diferença existente na forma como ocorre a difusão da temperatura em profundidade. No modelo unidimensional a variação da temperatura entre duas camadas é mais abrupta do que a que ocorre com o modelo CE-QUAL-W2, evidenciando a diferente complexidade da parametrização de cada um dos modelos. Na mesma figura, pode também observar-se a evolução em profundidade e com o tempo dos valores de temperatura da água, obtidos para a albufeira da Aguieira com o modelo unidimensional, durante o período temporal compreendido entre 2002 e 2008.

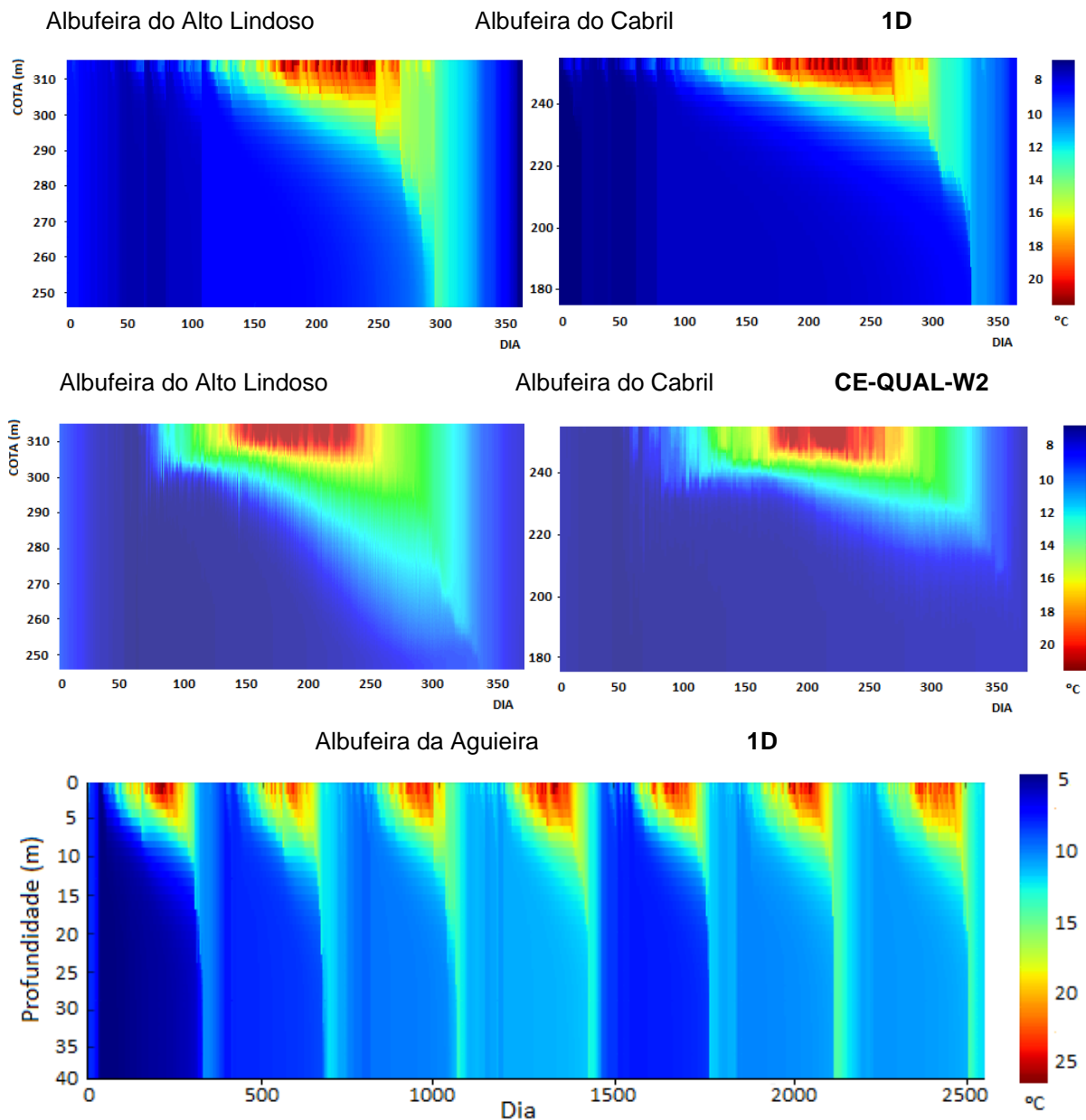


Figura 6.93 - Albufeira do Alto Lindoso e albufeira do Cabril - Evolução temporal da temperatura da água em profundidade, modelo CE-QUAL-W2 versus modelo 1D

Modelo 1D – Versão modificada

A energia transportada pelo escoamento afluente/efluente pode alterar significativamente o balanço de energia de uma massa de água, como se pode observar na Figura 6.94, que inclui duas simulações da albufeira de Castelo do Bode realizadas com o modelo CE-QUAL-W2 com e sem a afluência/efluência de escoamento. Com o objectivo de minorar esta limitação, procurou-se uma solução que, embora excluindo a inclusão do escoamento afluente, permitisse considerar o aumento de energia disponível através do fluxo superficial, permitindo também correlacionar os parâmetros de calibração do modelo 1D com algumas características físicas da própria massa de água e da sua bacia hidrográfica.

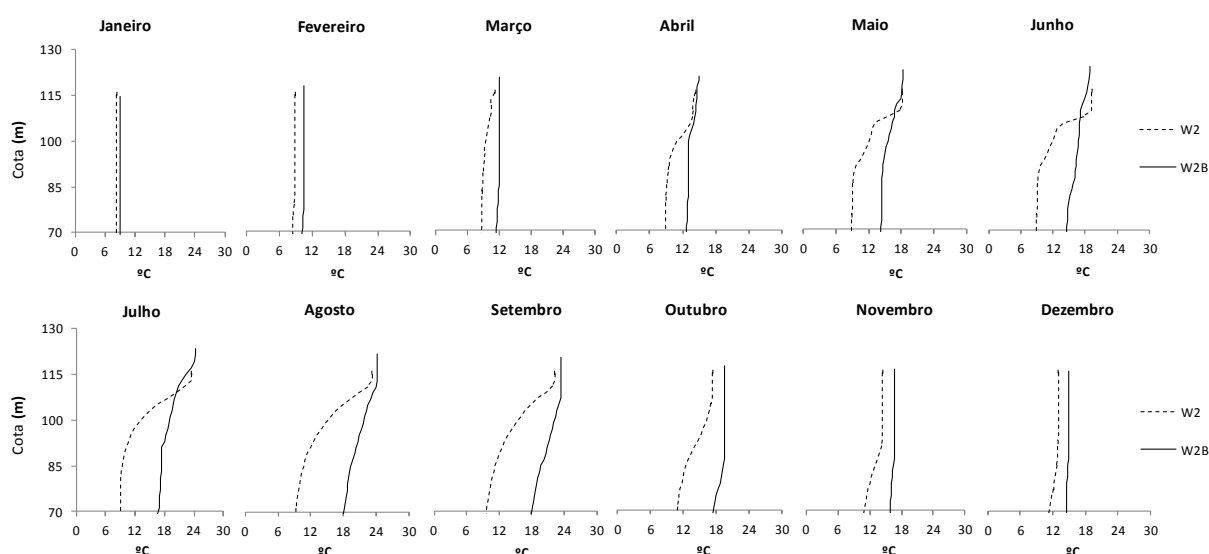


Figura 6.94 - Albufeira de Castelo do Bode - Evolução temporal da temperatura da água em profundidade, modelo CE-QUAL-W2, com (A) e sem a afluência de escoamento (B)

As alterações do modelo unidimensional incluem o incremento do fluxo superficial de energia, realizado através do incremento dos valores da radiação incidente, a inclusão de um valor constante de $K_z[0]$ para a camada superficial da massa de água ($z=0$) e de uma constante na equação 6.0, com o valor de $4.0 \times 10^{-3} \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$.

$$K_z = K_{z0}(1 + \sigma Ri)^{-n} + 4.0 \times 10^{-3} \cong 4.0 \times 10^{-3} \quad (6.0)$$

O incremento da energia total disponível para cada uma das massas de água e o valor de $K_z[0]$, são função da dimensão da área drenante e da profundidade de cada uma das massas de água, respectivamente (Figura 6.95).

Tendo em consideração o incremento da energia total disponível para cada uma das massas de água e os valores de $K_z[0]$, apresentados no Quadro 6.16, simularam-se as albufeiras de Castelo do Bode, Agueira, Alto Lindoso, Alto Rabagão e Cabril.

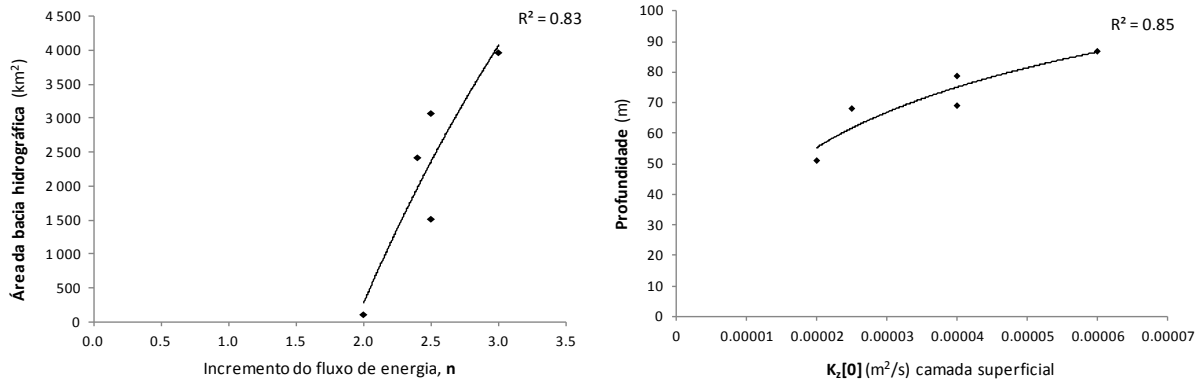


Figura 6.95 - Correlação do incremento do fluxo de energia e do valor de $K_z[0]$ com a área de bacia hidrográfica e a profundidade de cada uma das massas de água

Quadro 6.16 – Incremento do fluxo superficial de energia para cada uma das massas de água

	Castelo do Bode	Agueira	Alto Lindoso	Alto Rabagão	Cabril	Valor médio
$K_z[0]$ (m ² .s ⁻¹) camada superficial	0.00006	0.00003	0.00004	0.00002	0.00004	0.00004
Energia total (Et) = n x Radiação solar incidente (Qs)	3.0 x Qs	2.5 x Qs	3.0 x Qs	2.0 x Qs	2.0 x Qs	2.5 x Qs

Na Figura 6.96, pode observar-se a variação em profundidade dos valores de $D(z)$, em função da área de cada camada em profundidade e dos valores de K_z , obtidos com a equação 6.0.

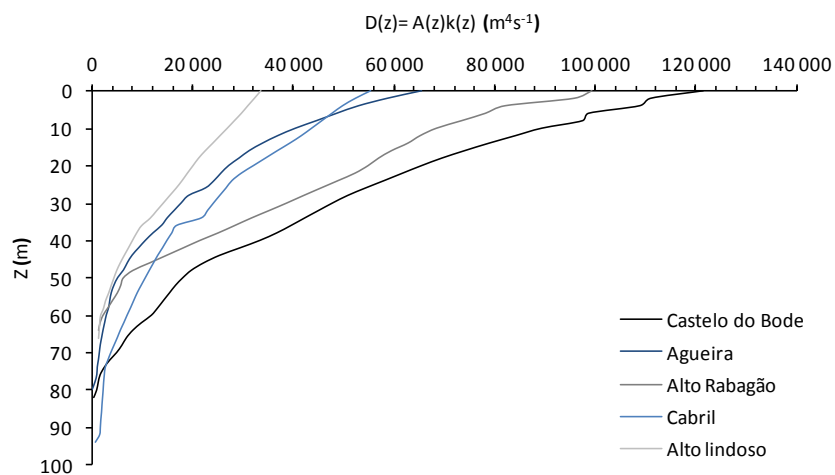


Figura 6.96 - Variação de $D(z)$ com a profundidade de cada uma das massas de água

No quadro 6.17, podem observar-se os valores de AME e de RMS, obtidos para cada um dos perfis de temperatura. O valor médio de AME e de RMS, obtidos à superfície para todas as albufeiras, é de 1.3°C e 1.6°C, respectivamente, e em toda a coluna de água, 1.6°C e 2.0°C. Nas figuras 6.97 a 6.101,

podem observar-se os valores de temperatura da água obtidos à superfície com os dois modelos e nas figuras 102 a 106 encontram-se os perfis em profundidade obtidos igualmente com o modelo unidimensional e o modelo CE-QUAL-W2. Como se pode observar nestas figuras, e através dos valores de AME e RMS, obteve-se um bom ajustamento entre os dois conjuntos de valores.

Quadro 6.17 – Valores de AME e de RMS obtidos para as simulações realizadas com o modelo unidimensional (versão modificada) e o modelo CE-QUAL-W2

AME/ RMS	Superfície	Jan	Fev	Mar	Abr	Mai	Jun	Jul	Ago	Set	Out	Nov	Dez	Valor médio
Castelo do Bode	1.60	1.11	1.01	0.94	1.71	1.77	2.08	2.05	1.56	1.27	0.56	1.62	0.43	1.34
	1.87	1.13	1.02	1.02	1.76	1.91	2.58	2.59	2.06	1.50	0.65	1.77	0.58	1.55
Aguieira	1.58	2.40	0.90	1.13	2.70	3.12	3.04	3.13	2.34	1.91	3.00	2.28	1.23	2.27
	1.89	2.40	1.66	2.49	3.43	4.06	4.04	4.27	3.80	3.34	3.78	2.32	1.25	3.07
Alto Lindoso	0.90	0.28	0.46	0.27	0.48	0.93	0.94	1.28	1.01	1.35	0.51	1.62	2.20	0.94
	1.11	0.28	1.78	0.47	0.57	1.23	1.14	1.77	1.21	1.56	0.54	1.70	2.21	1.21
Alto Rabagão	1.26	0.66	0.88	0.79	0.53	0.71	1.47	1.54	1.80	2.05	0.74	0.69	2.05	1.16
	1.54	0.72	0.93	0.96	0.63	0.94	2.23	2.19	2.42	2.91	1.10	0.81	2.05	1.49
Cabril	1.34	0.65	1.33	1.47	1.64	1.70	2.56	2.02	2.46	2.66	2.95	3.94	4.01	2.29
	1.54	0.74	1.33	1.53	1.78	1.80	3.59	2.23	3.57	3.68	3.81	4.58	4.07	2.72

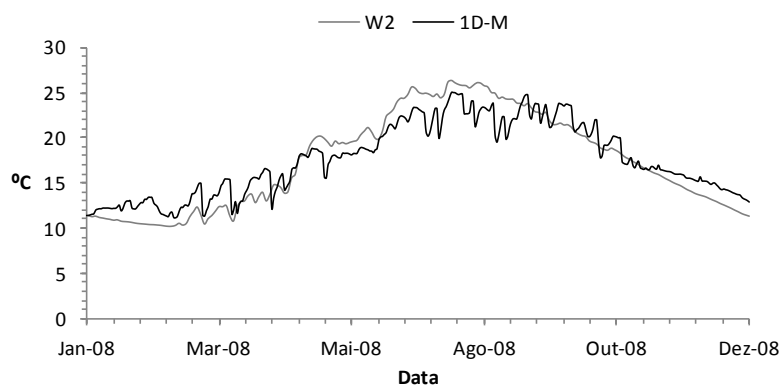


Figura 6.97 - Albufeira de Castelo do Bode - Variação da temperatura da água à superfície – CE-QUAL-W2 *versus* 1D-M

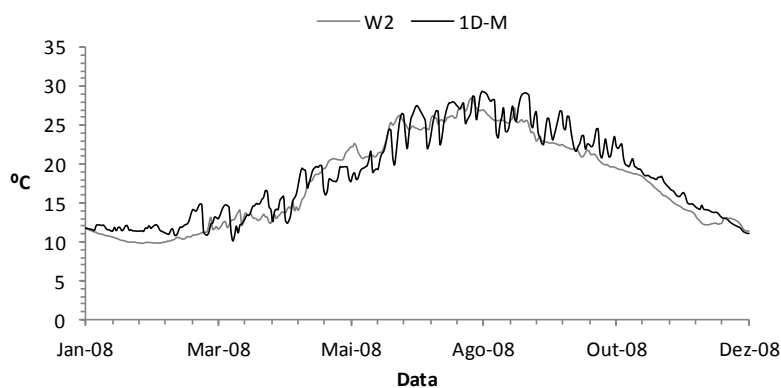


Figura 6.98 - Albufeira da Aguieira - Variação da temperatura da água à superfície – CE-QUAL-W2 *versus* 1D-M

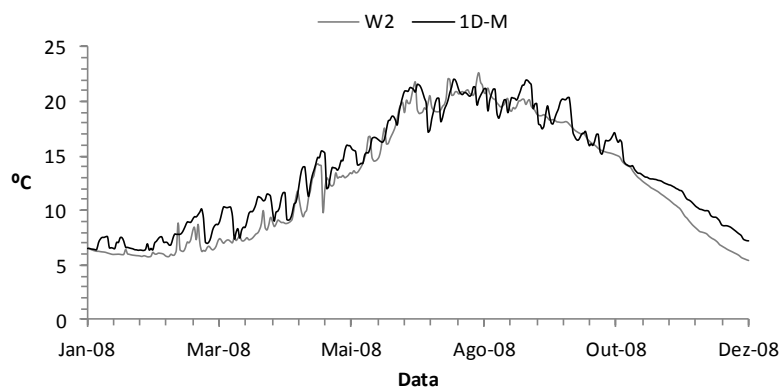


Figura 6.99 - Albufeira do Alto Rabagão - Variação da temperatura da água à superfície – CE-QUAL-W2 *versus* 1D-M

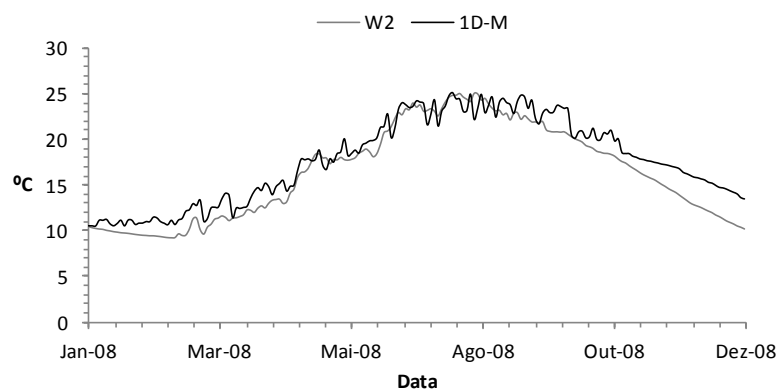


Figura 6.100 - Albufeira do Cabril - Variação da temperatura da água à superfície – CE-QUAL-W2 *versus* 1D-M

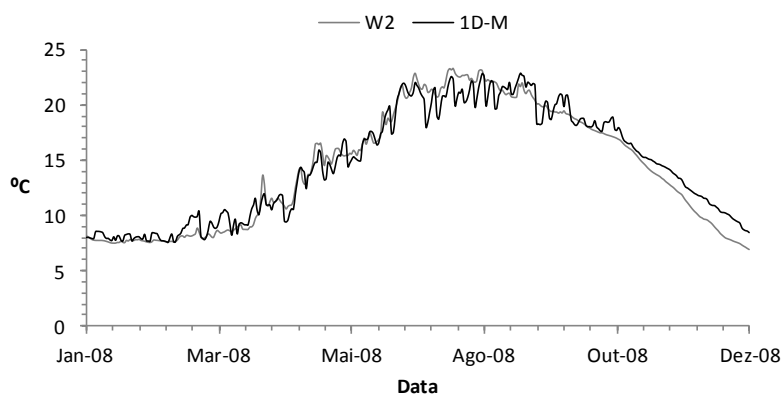


Figura 6.101 - Albufeira do Alto Lindoso - Variação da temperatura da água à superfície – CE-QUAL-W2 *versus* 1D-M

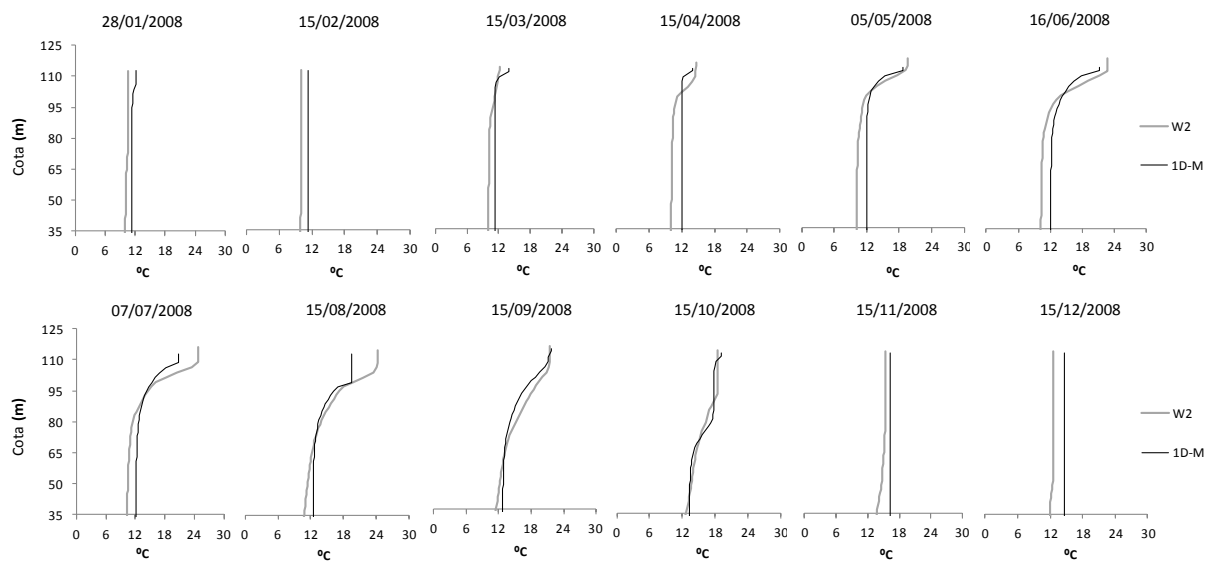


Figura 6.102 - Albufeira de Castelo do Bode - Variação da temperatura da água em profundidade – CE-QUAL-W2 versus 1D-M

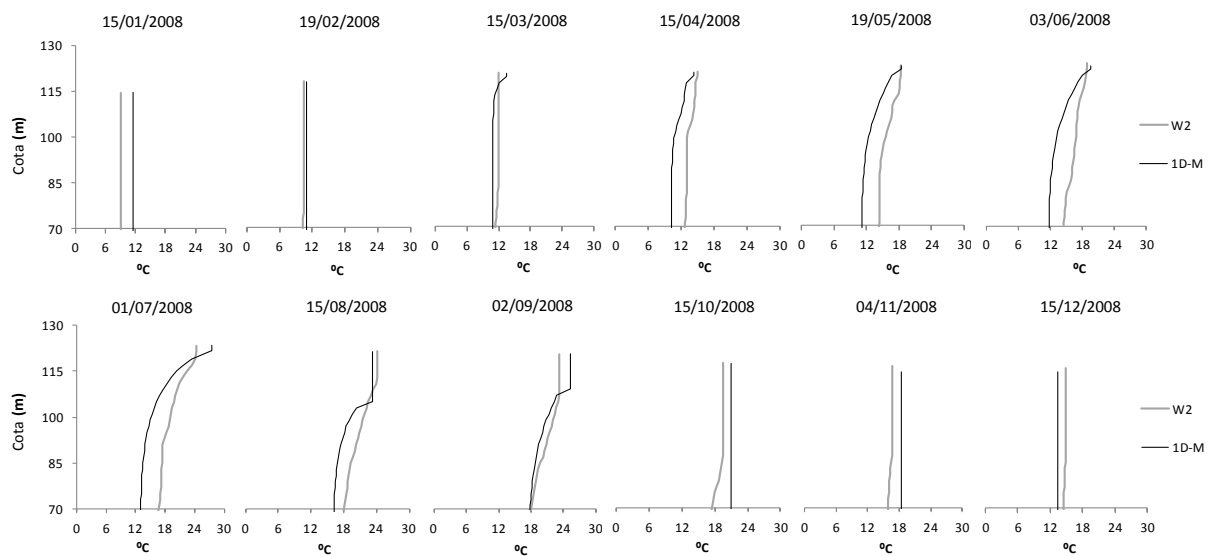


Figura 6.103 - Albufeira da Aguieira - Variação da temperatura da água em profundidade – CE-QUAL-W2 versus 1D-M

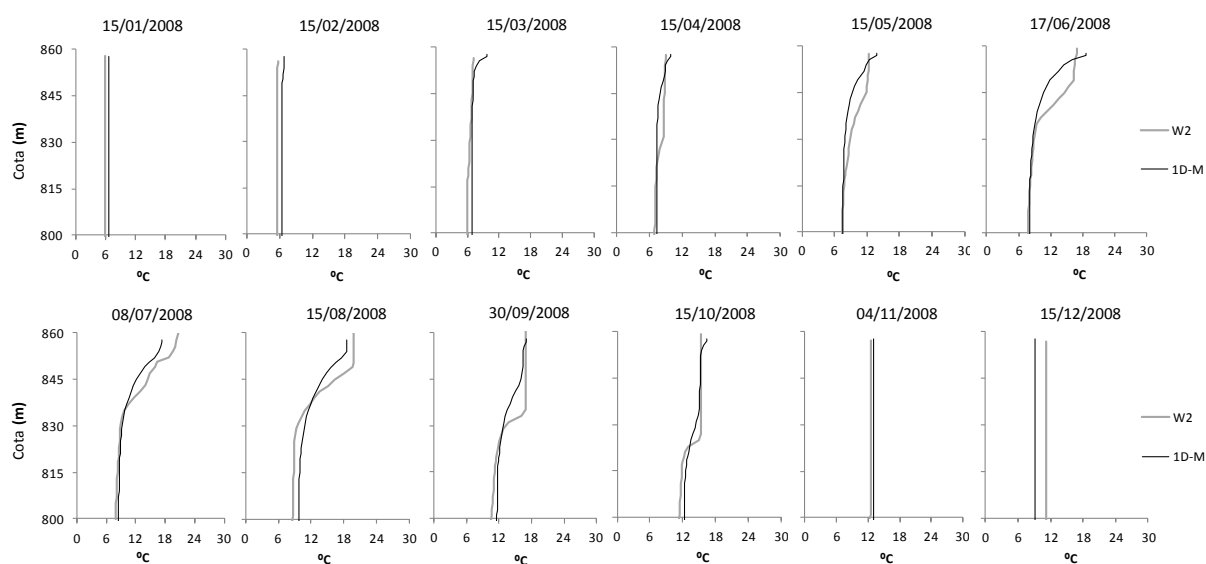


Figura 6.104 - Albufeira do Alto Rabagão - Variação da temperatura da água em profundidade – CE-QUAL-W2 versus 1D-M

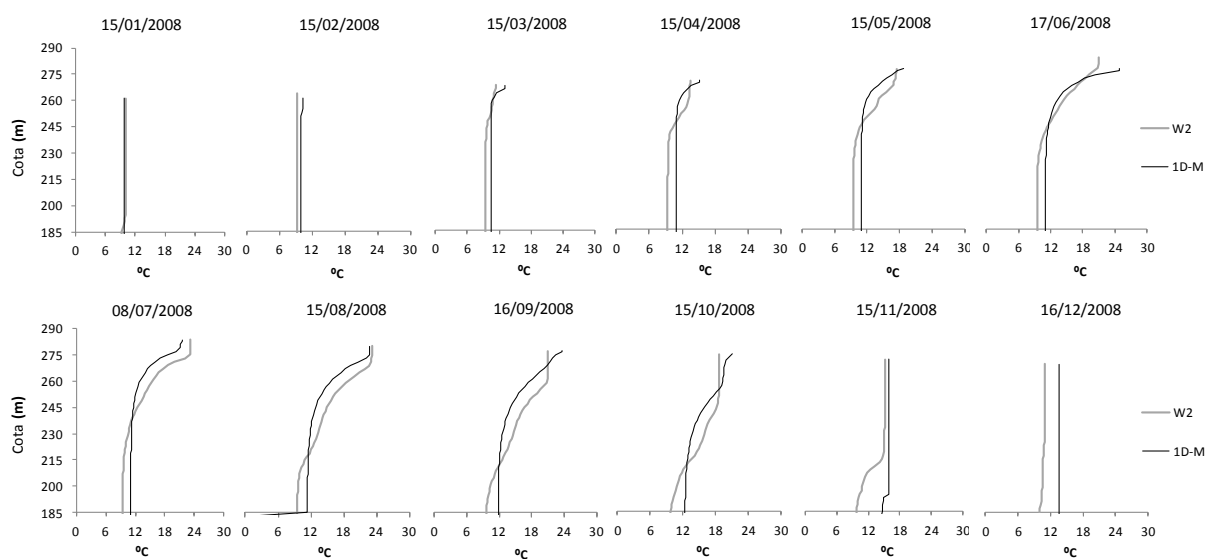


Figura 6.105 - Albufeira do Cabril - Variação da temperatura da água em profundidade – CE-QUAL-W2 versus 1D-M

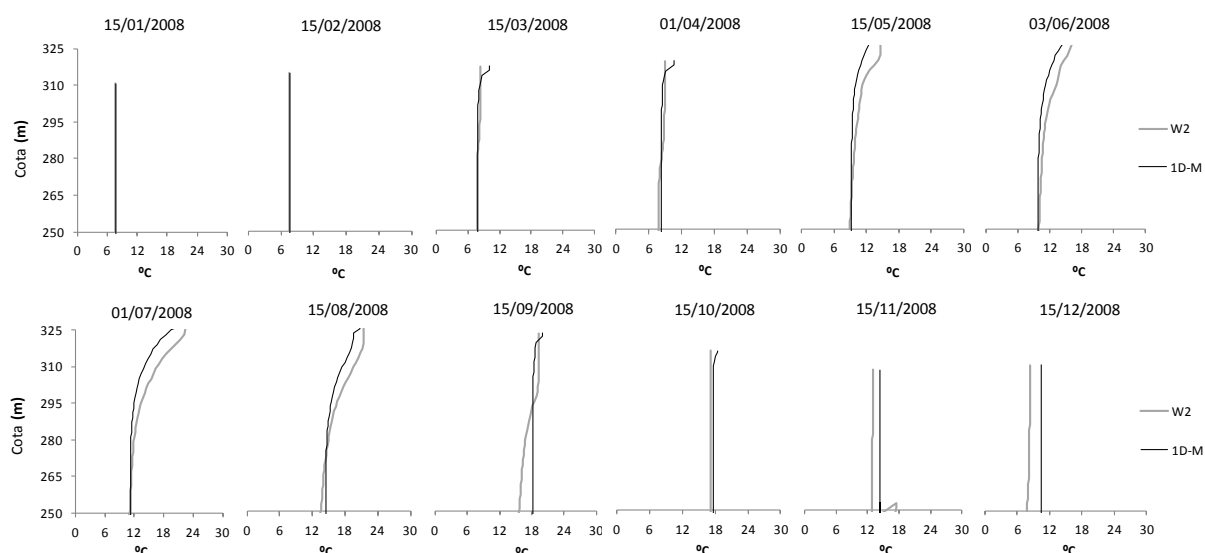


Figura 6.106 - Albufeira do Alto Lindoso - Variação da temperatura da água em profundidade – CE-QUAL-W2 *versus* 1D-M

6.4.3 – Simulação de cenários climáticos baseados no incremento da temperatura diária do ar

Nesta secção são apresentados os resultados das simulações realizadas com o modelo CE-QUAL-W2, em função de diferentes cenários climáticos, cuja definição se baseia no incremento da temperatura do ar. A análise dos resultados obtidos com esta abordagem metodológica baseia-se na comparação dos resultados obtidos para cada um dos cenários simulados com a situação de referência correspondente ao período 1989-2008.

Nas figuras 6.107 a 6.110 pode observar-se a variação média global dos valores de temperatura da água e da concentração de OD, obtidos a diferentes profundidades nas albufeiras simuladas, em função dos seguintes cenários de simulação:

Cenário A (BASE) - Simulação com o modelo CE-QUAL-W2 de cenários que reflectem o incremento dos valores de temperatura do ar, em 2°C, 4°C, 6°C e 8°C, considerando o balanço de volume que caracteriza o período temporal compreendido entre 1989 e 2008.

Cenário A (R20) - Simulação com o modelo CE-QUAL-W2 de cenários que reflectem o incremento dos valores de temperatura do ar, em 2°C, 4°C, 6°C e 8°C, considerando o balanço de volume que caracteriza o período temporal compreendido entre 1989 e 2008 e a redução de 20% das afluências naturais a cada uma das albufeiras;

Cenário A (R40) - Simulação com o modelo CE-QUAL-W2 de cenários que reflectem o incremento dos valores de temperatura do ar, em 2°C, 4°C, 6°C e 8°C, considerando o balanço de volume que

caracteriza o período temporal compreendido entre 1989 e 2008 e a redução de 40% das aflúências naturais a cada uma das albufeiras;

Cenário A (**I20**) - Simulação com o modelo CE-QUAL-W2 de cenários que reflectem o incremento dos valores de temperatura do ar, em 2°C, 4°C, 6°C e 8°C, considerando o balanço de volume que caracteriza o período temporal compreendido entre 1989 e 2008 e o incremento de 20% das aflúências naturais a cada uma das albufeiras;

Cenário A (**I40**) - Simulação com o modelo CE-QUAL-W2 de cenários que reflectem o incremento dos valores de temperatura do ar, em 2°C, 4°C, 6°C e 8°C, considerando o balanço de volume que caracteriza o período temporal compreendido entre 1989 e 2008 e o incremento de 40% das aflúências naturais a cada uma das albufeiras;

Cenário B (**VoIC**) - Este cenário de simulação diverge do Cenário A (BASE) apenas pelo facto de se ter admitido que as massas de água se encontram com um volume constante durante todo o período de simulação, sem a aflúência/efluência de escoamento.

Na Figura 6.107 pode observar-se a variação média da temperatura, de todo o volume de água, e da concentração de OD, de todas as massas de água simuladas, consideradas como um todo. Como se pode observar não existem diferenças significativas entre os diferentes cenários de simulação. O incremento dos valores de temperatura do ar de 2°C, 4°C, 6°C e 8°C, determinou um incremento médio da temperatura da água de 1.62°C, 3.22°C, 4.90°C e de 6.52°C, e uma redução do valor médio de OD de 0.35 mg.L⁻¹, 0.73 mg.L⁻¹, 0.97 mg.L⁻¹ e 1.2 mg.L⁻¹, respectivamente, observando-se uma redução ligeiramente mais acentuada dos valores de OD quando a temperatura do ar atinge um incremento de 4°C, quando se considera o Cenário A (**BASE**).

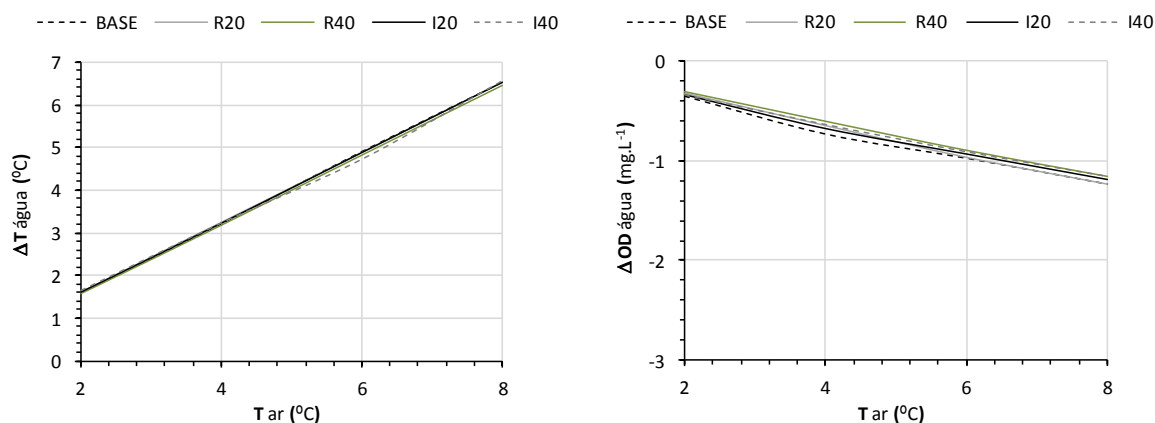


Figura 6.107 - Variação da temperatura da água e da concentração de OD em função da variação da temperatura do ar (valor médio para todo o volume de água)

Os resultados obtidos à superfície das albufeiras indicam que todos os cenários, com excepção do cenário A (**I40**), demonstram um comportamento semelhante (Figura 6.108). O incremento dos

valores de escoamento em 40% do seu valor de referência, descrito pelo cenário A (I40), determinou, em média, um menor incremento dos valores de temperatura da água à superfície, quando comparado com os restantes cenários de simulação, mas que não se repercutiu em diferenças significativas nos valores da concentração de OD.

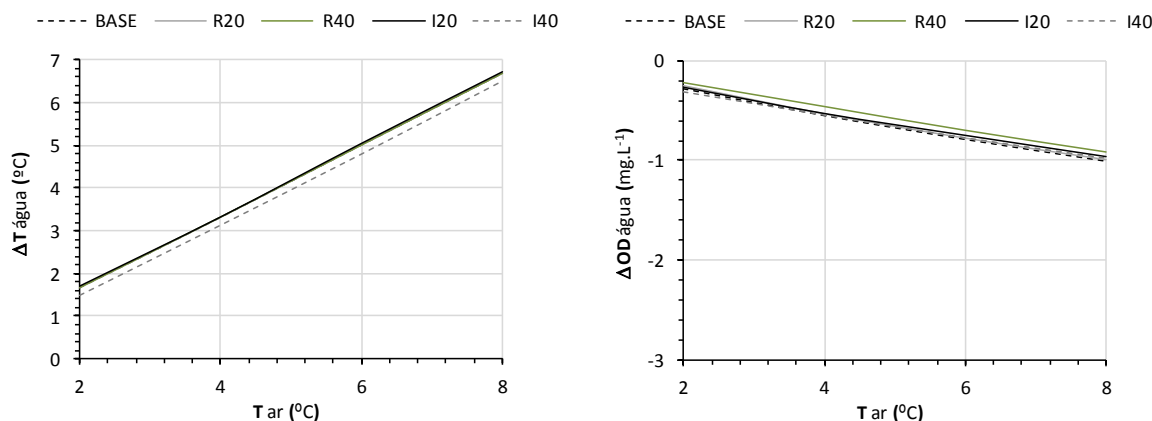


Figura 6.108 - Variação da temperatura da água e da concentração de OD em função da variação da temperatura do ar (série temporal obtida à superfície)

A meio da coluna de água verifica-se que os cenários de simulação que consideram um incremento dos valores de escoamento, e consequentemente da quantidade de energia que afluí às albufeiras, cenário A (I20) e cenário A (I40), determinam o incremento da depleção de OD (Figura 6.109). Em profundidade, estes mesmos cenários de simulação têm uma maior influência na evolução dos valores de temperatura da água e de OD, quando o incremento da temperatura do ar varia entre 5 $^{\circ}C$ e 6 $^{\circ}C$ (Figura 6.110). A análise dessa figura permite concluir que o aumento que ocorreu nos valores de escoamento determinou um incremento dos valores de temperatura da água, e uma menor redução dos valores de OD no fundo das massas de água, quando comparada com os restantes cenários de simulação.

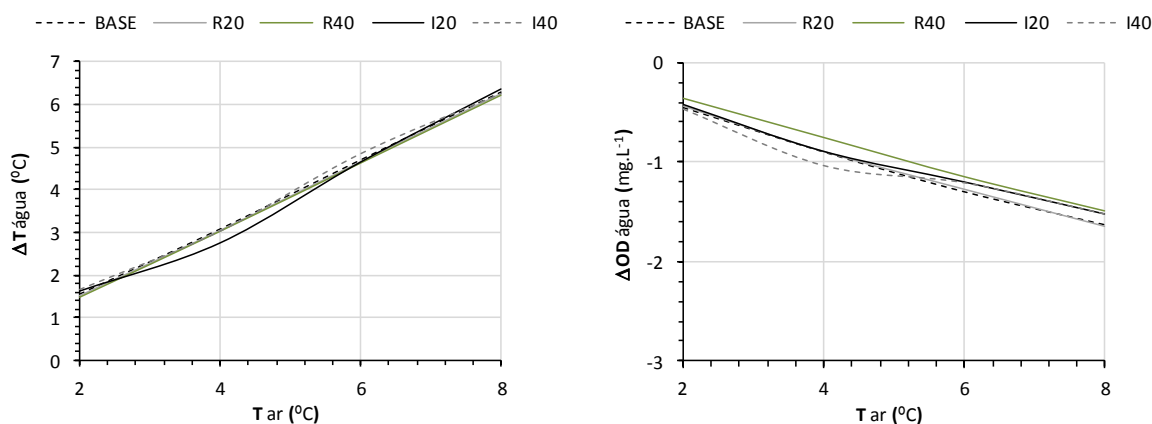


Figura 6.109 - Variação da temperatura da água e da concentração de OD em função da variação da temperatura do ar (série temporal obtida à profundidade média)

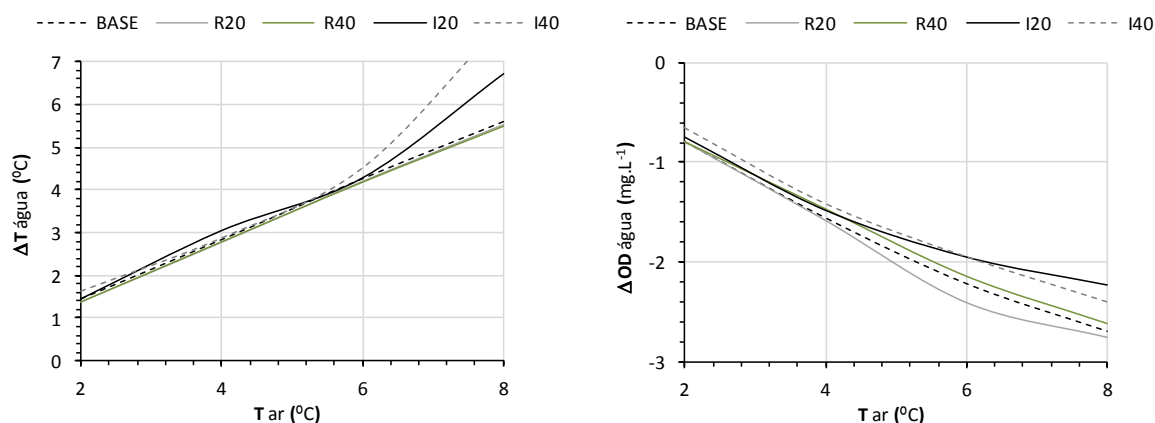


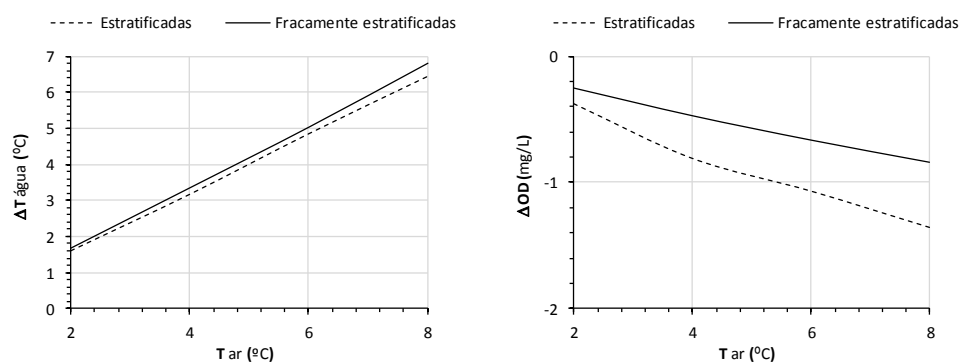
Figura 6.110 - Variação da temperatura da água e da concentração de OD em função da variação da temperatura do ar (série temporal obtida à profundidade máxima)

À superfície e a meio da coluna de água, o cenário A (**R40**), em que ocorre uma redução de 40% dos valores de escoamento, determinou uma menor redução dos valores de OD, quando comparado com os restantes cenários, não existindo no entanto diferenças significativas nos valores de temperatura da água (figuras 6.108 e 6.109). Este facto parece ser uma consequência do balanço entre o teor de OD transportado pelo escoamento afluente e a concentração de OD que existe nas albufeiras. À profundidade máxima, a redução dos valores de escoamento afluente e efluente determinou uma redução significativa dos valores de OD, mais evidente no cenário A (**R20**) do que no cenário A (**R40**), evidenciando também a influência do OD transportado pelo escoamento afluente. Este facto deveria ser mais evidente se a variação dos valores da concentração de OD no escoamento afluente, em função do incremento da temperatura do ar, fosse incluída na definição dos cenários A (**R20**) e A (**R40**).

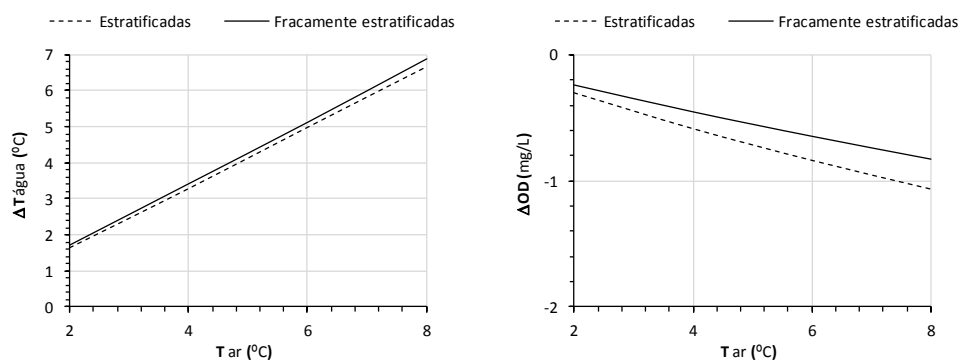
Nas figuras 6.111 a 6.115 pode observar-se uma abordagem semelhante à apresentada anteriormente, mas neste caso as albufeiras foram agrupadas em dois grupos distintos em função do número de Froude densimétrico obtido para cada massa de água, permitindo distinguir entre massas de água bem estratificadas e fracamente estratificadas.

O incremento médio da temperatura da água, nas albufeiras fracamente estratificadas, é superior em todos os cenários de simulação ao incremento observado nas albufeiras estratificadas, com excepção do cenário A (**I40**), em que se pode observar uma inversão desta tendência quando o incremento da temperatura do ar varia entre $4^{\circ}C$ e $6^{\circ}C$ (Figura 6.115). Pode também concluir-se que a redução dos valores de OD é sempre superior nas albufeiras estratificadas, sendo mais intensa a meio da coluna de água (figuras 6.111 a 6.115). Este facto permite concluir que o aumento do número de dias em que as albufeiras se encontram termicamente estratificadas parece ter um efeito significativo na concentração de OD.

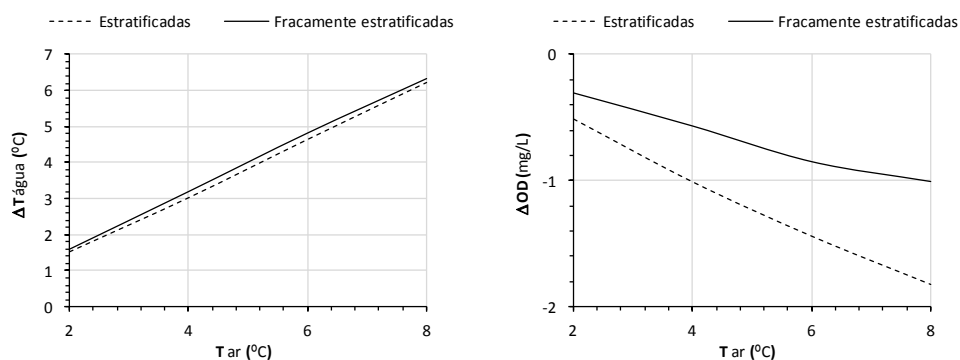
Valor médio na coluna de água



Superfície



Profundidade média



Profundidade máxima

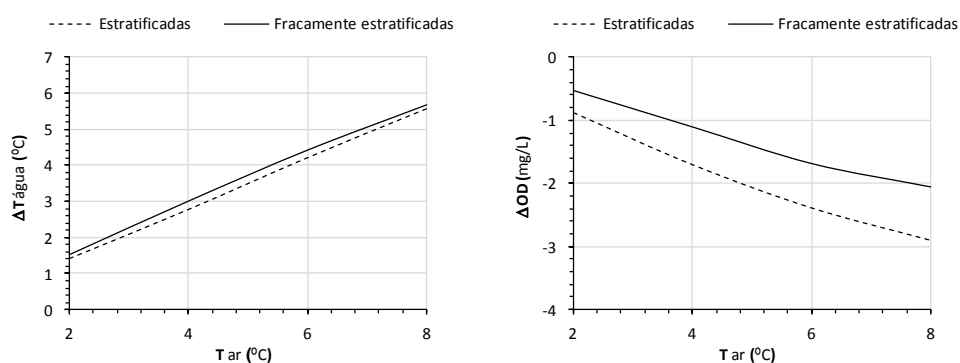
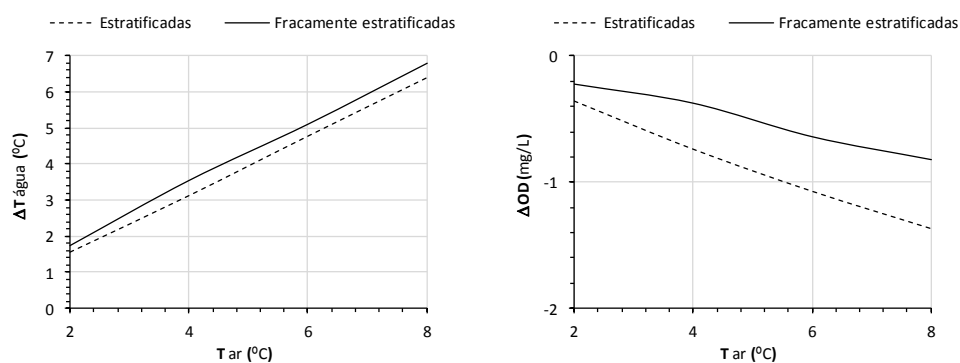
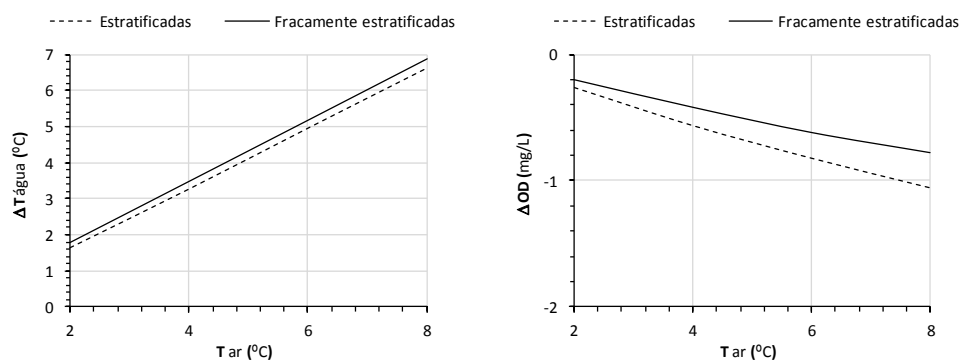


Figura 6.111 - Variação da temperatura da água e da concentração de OD em função da variação da temperatura do ar e do grau de estratificação das albufeiras - Cenário A (BASE)

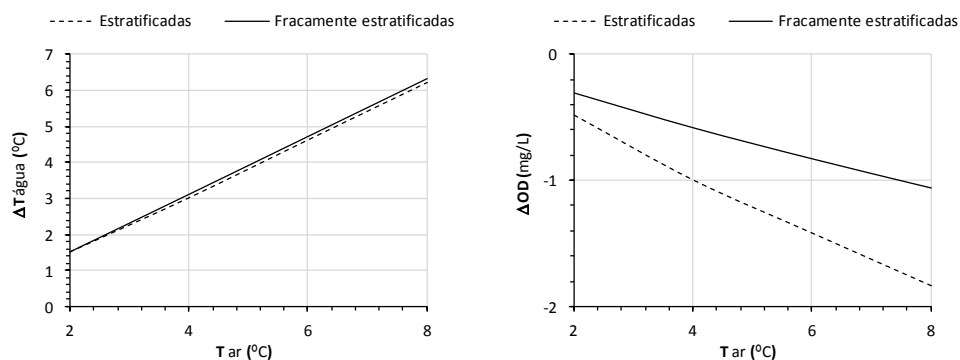
Valor médio na coluna de água



Superfície



Profundidade média



Profundidade máxima

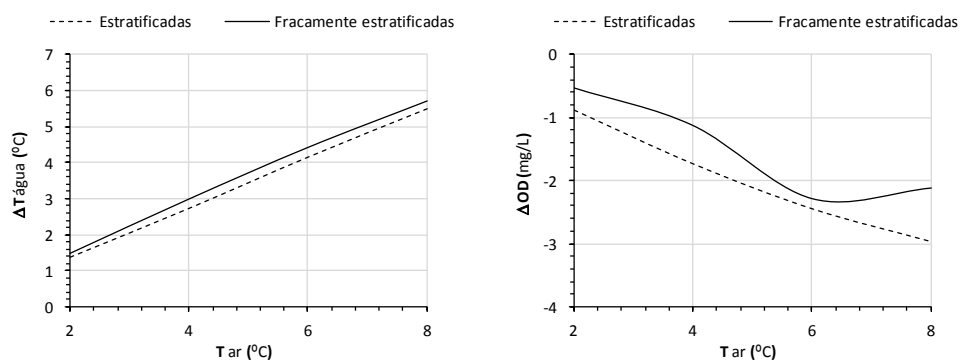
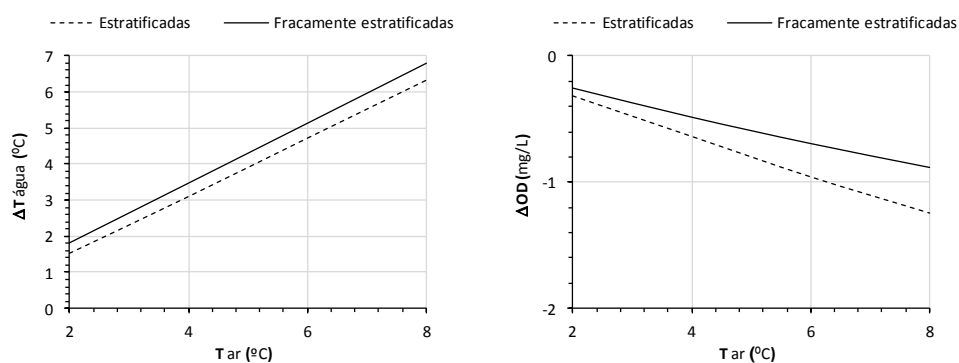
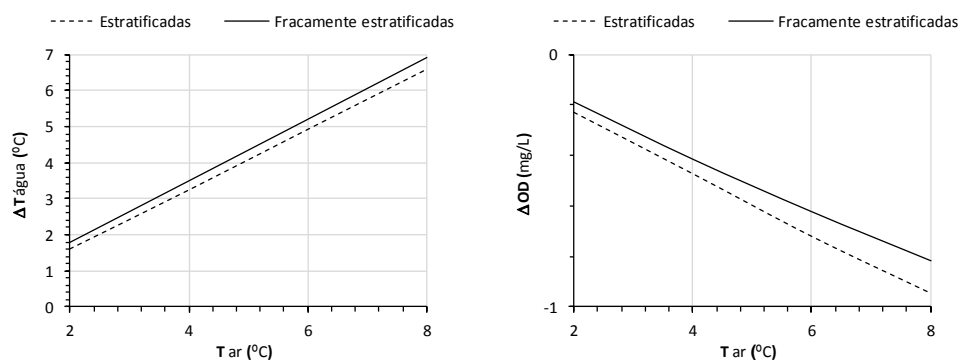


Figura 6.112 - Variação da temperatura da água e da concentração de OD em função da variação da temperatura do ar e do grau de estratificação das albufeiras – Cenário A (R20)

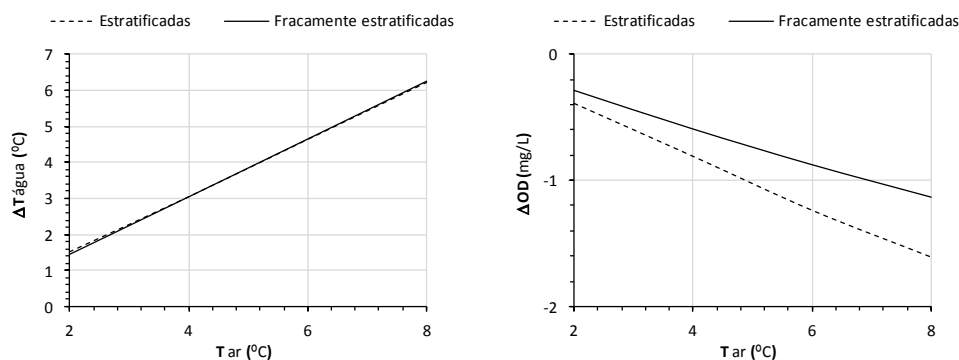
Valor médio na coluna de água



Superfície



Profundidade média



Profundidade máxima

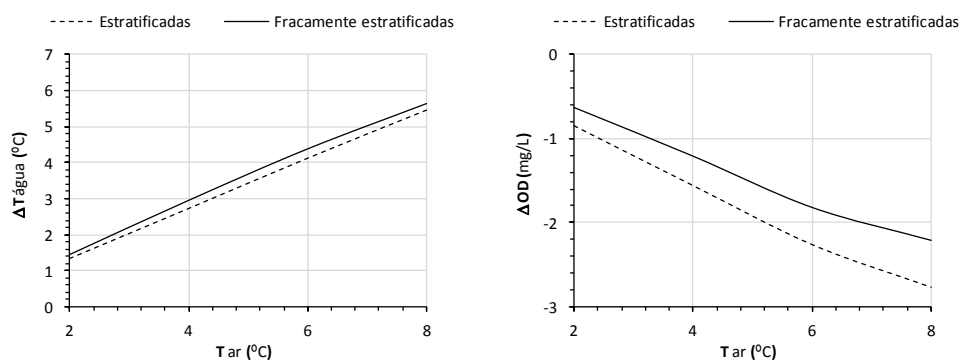
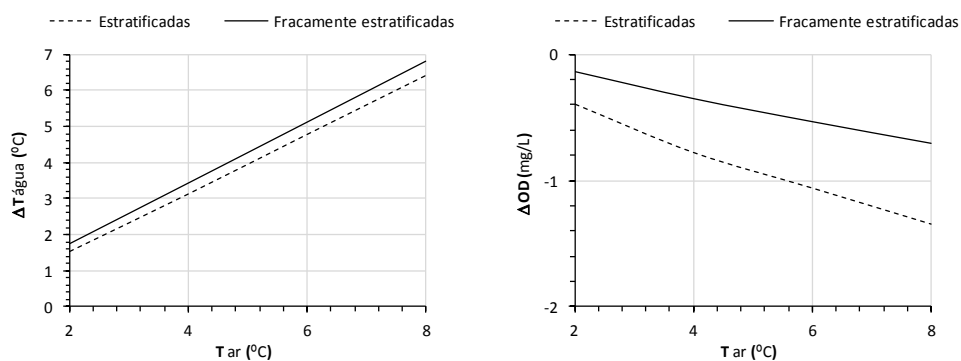
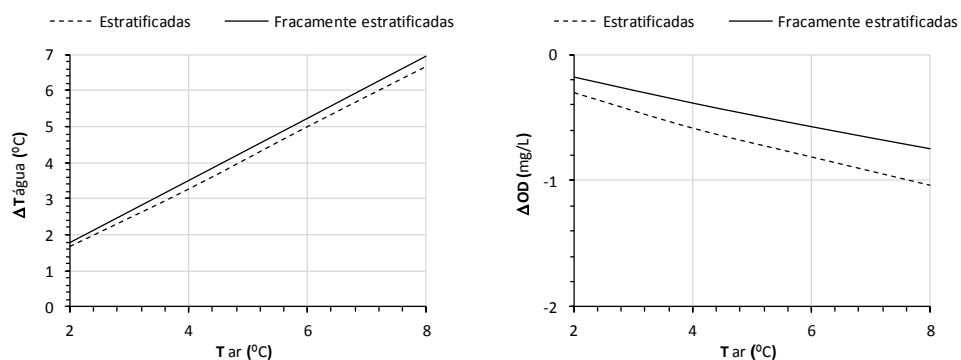


Figura 6.113 - Variação da temperatura da água e da concentração de OD em função da variação da temperatura do ar e do grau de estratificação das albufeiras – Cenário A (R40)

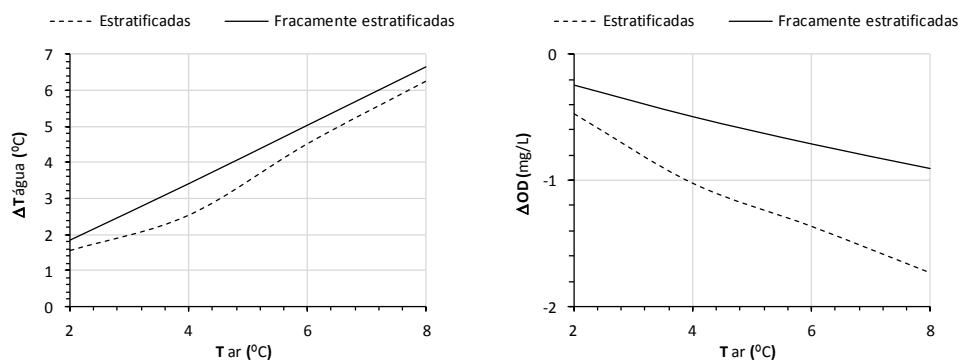
Valor médio na coluna de água



Superfície



Profundidade média



Profundidade máxima

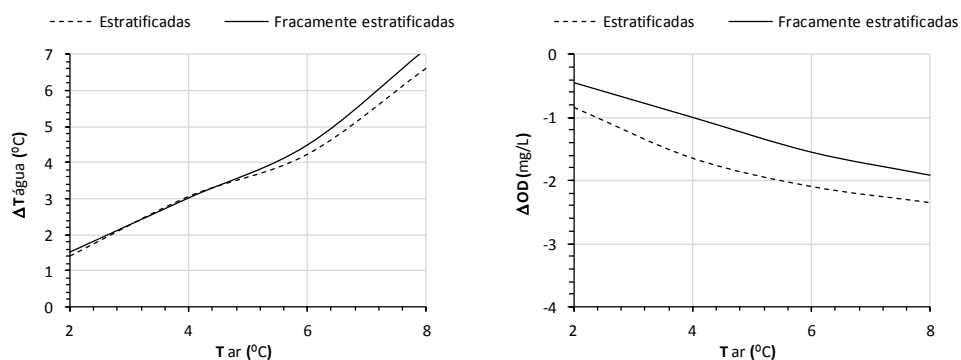
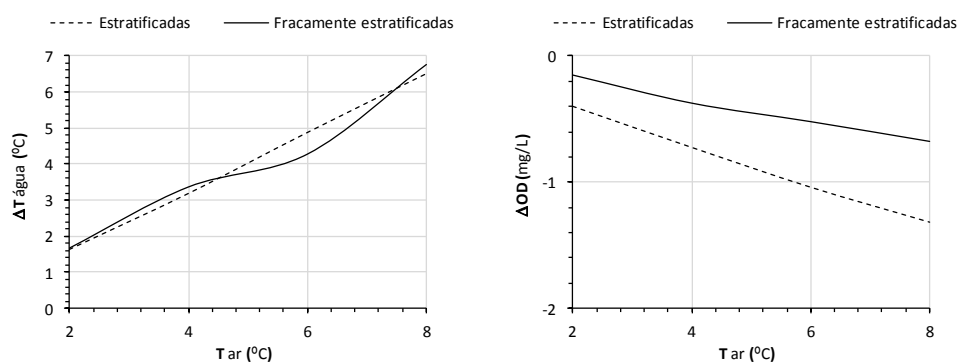
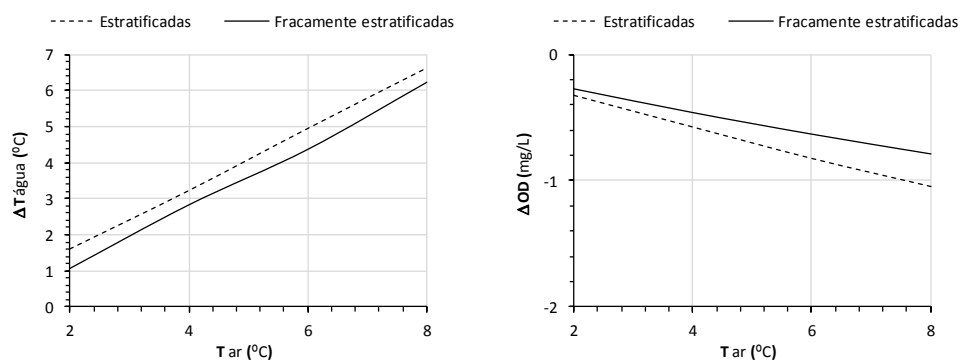


Figura 6.114 - Variação da temperatura da água e da concentração de OD em função da variação da temperatura do ar e do grau de estratificação das albufeiras – Cenário A (I20)

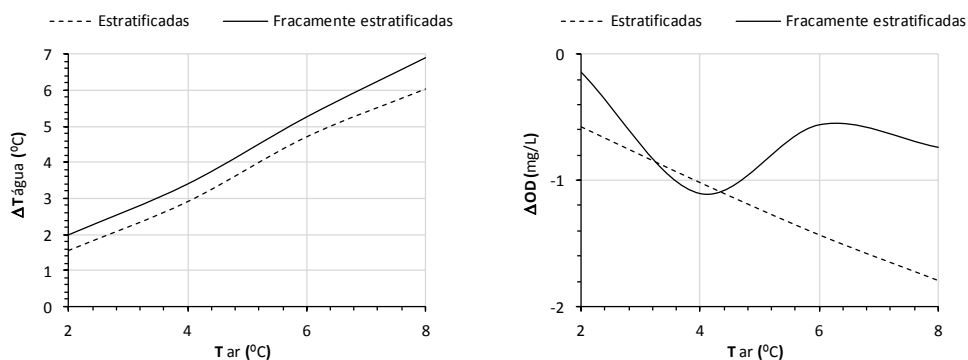
Valor médio na coluna de água



Superfície



Profundidade média



Profundidade máxima

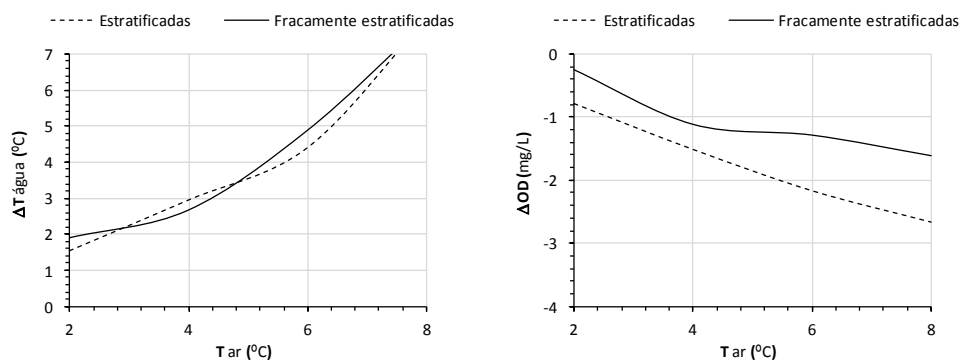


Figura 6.115 - Variação da temperatura da água e da concentração de OD em função da variação da temperatura do ar e do grau de estratificação das albufeiras – Cenário A (I40)

A análise das figuras 6.111 a 6.115 permite também concluir que no caso das albufeiras fracamente estratificadas, não existe linearidade entre os valores de temperatura do ar e os valores da concentração de OD obtidos a uma profundidade média e no fundo de cada massa de água. Este facto é observável em todos os cenários de simulação, sendo mais evidente nos cenários em que ocorre um incremento dos valores de escoamento (figuras 6.114 e 6.115), quando se atinge um incremento da temperatura do ar de 4°C. A não linearidade existente entre os dois conjuntos de valores traduz-se num incremento significativo do teor em OD resultante fundamentalmente do incremento do valor de caudal afluente.

Na Figura 6.116, pode observar-se a variação média do número de dias em que as albufeiras se encontram estratificadas, em função de cada um dos cenários de simulação. A variação do número de dias de estratificação térmica baseia-se no pressuposto de que quando uma albufeira se encontra homogeneizada a variação da temperatura da água entre a superfície e o fundo da massa de água é inferior a 1°C. Deve referir-se que nesta análise se incluiu o cenário B (**VolC**), segundo o qual as albufeiras têm um volume constante, sem a afluência/efluência de caudais.

Como se pode observar pela análise da Figura 6.116, o incremento anual médio do número de dias em que as albufeiras se encontram estratificadas, obtido para os cenários A (**Base**), A (**R20**) e A (**R40**) é de aproximadamente 20 dias. Os resultados obtidos evidenciam também o importante efeito da afluência/efluência de caudal. Como se pode observar, o incremento do valor de caudal afluente (cenários A (**I20**) e A (**I40**)), reduz o número de dias em que ocorre estratificação térmica, contrastando com a situação hipotética de não existir escoamento, cenário B (**VolC**). A comparação deste último cenário com o cenário A (**Base**), que se pode observar no Quadro 6.18, coloca em evidência a diferença existente entre albufeiras e lagos, no que concerne à estabilidade térmica das massas de água.

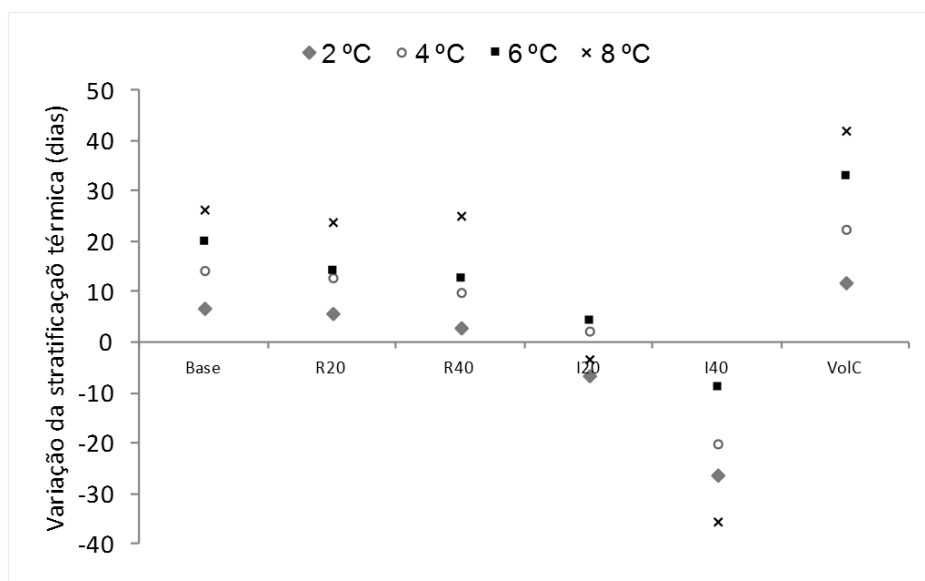


Figura 6.116 - Variação dos períodos de estabilidade térmica em função do incremento da temperatura do ar

Como se pode observar através dos valores apresentados no Quadro 6.18, a conjugação do incremento da temperatura do ar e da redução do escoamento afluente pode ter um efeito significativo no regime térmico das massas de água. O incremento de 2°C da temperatura do ar aumentou o número de dias em que as massas de água se encontram estratificadas, tendo-se observado um valor médio anual de 7 dias e um máximo anual de 20 dias. Este último valor encontra-se dentro da gama de variação observada em várias massas de água, de acordo com o apresentado no Quadro 3.7 do Capítulo 3.

Quadro 6.18 – Variação dos períodos de estratificação térmica em função do incremento da temperatura do ar

Δ Temperatura do ar		+2 °C	+4 °C	+6 °C	+8 °C
Incremento médio (dias)	Cenário A (Base)	7	14	20	26
	Cenário B (VolC)	12	23	33	42
Incremento máximo (dias)	Cenário A (Base)	20	35	47	57
	Cenário B (VolC)	31	48	64	75

Os resultados obtidos com a abordagem metodológica considerada permitiram concluir que:

Sendo, $\frac{\partial T_{\text{ÁGUA}}}{\partial T_{\text{AR}}}(\text{albufeiras fracamente estratificadas}) = \phi_1$ e $\frac{\partial T_{\text{ÁGUA}}}{\partial T_{\text{AR}}}(\text{albufeiras estratificadas}) = \phi_2$ então,

$\phi_1 > \phi_2$, isto significa que o incremento da temperatura do ar determina uma maior variação da temperatura da água das albufeiras fracamente estratificadas quando comparada com a variação obtida para as albufeiras estratificadas. Se se considerar a relação existente entre a temperatura do ar e a concentração de OD pode-se concluir que:

$$\frac{\partial OD}{\partial T_{\text{AR}}}(\text{albufeiras fracamente estratificadas}) = \phi_1 \text{ e } \frac{\partial OD}{\partial T_{\text{AR}}}(\text{albufeiras estratificadas}) = \phi_2, \text{ então, } \phi_1 < \phi_2$$

O que significa que a variação dos valores de OD em função do incremento da temperatura do ar é inferior nas albufeiras fracamente estratificadas. Esta questão é merecedora de um estudo específico, pelo que será incluída no prosseguimento dos estudos a realizar.

De acordo com os resultados obtidos, quando se considera o valor médio observado no volume de todas as massas de água, assumidas como um todo, estabelecendo-se apenas a separação entre as fracamente estratificadas e as estratificadas, pode concluir-se que: $\phi_1 = 1.06\phi_2$ e $\phi_2 = 0.604\phi_1$. No Quadro 6.19, pode observar-se a taxa de variação da temperatura da água e a taxa de variação dos

valores de concentração de OD, com os valores da temperatura do ar, obtidos para cada um dos cenários de simulação.

Quadro 6.19 – Taxa de variação da temperatura da água e do OD com a temperatura do ar

Total (Estratificadas+ Fracamente estratificadas)								
	$\partial T_{\text{ÁGUA}} / \partial T_{\text{AR}} (^{\circ}\text{C})$				$\partial OD / \partial T_{\text{AR}} (\text{mg.L}^{-1})$			
	Valor médio	Superfície	Prof. média	Prof. máxima	Valor médio	Superfície	Prof. média	Prof. máxima
Base	0.817	0.838	0.790	0.695	-0.147	-0.121	-0.194	-0.318
R20	0.816	0.837	0.786	0.693	-0.152	-0.123	-0.200	-0.328
R40	0.814	0.836	0.787	0.690	-0.142	-0.116	-0.187	-0.305
I20	0.818	0.839	0.790	0.883	-0.141	-0.116	-0.185	-0.247
I40	0.822	0.840	0.764	1.054	-0.136	-0.113	-0.176	-0.294
Valor médio	0.818	0.838	0.783	0.803	-0.144	-0.118	-0.189	-0.298
Fracamente estratificadas								
	$\partial T_{\text{ÁGUA}} / \partial T_{\text{AR}} = \phi_1$				$\partial OD / \partial T_{\text{AR}} = \varphi_1$			
Base	0.855	0.865	0.790	0.697	-0.099	-0.098	-0.118	-0.255
R20	0.840	0.855	0.803	0.704	-0.100	-0.096	-0.126	-0.263
R40	0.836	0.852	0.801	0.700	-0.106	-0.104	-0.141	-0.262
I20	0.843	0.858	0.798	0.938	-0.094	-0.095	-0.110	-0.241
I40	0.848	0.861	0.820	0.996	-0.089	-0.087	-0.099	-0.230
Valor médio	0.844	0.858	0.803	0.807	-0.098	-0.096	-0.119	-0.250
Estratificadas								
	$\partial T_{\text{ÁGUA}} / \partial T_{\text{AR}} = \phi_2$				$\partial OD / \partial T_{\text{AR}} = \varphi_2$			
Base	0.810	0.832	0.784	0.693	-0.164	-0.129	-0.220	-0.339
R20	0.808	0.831	0.781	0.689	-0.169	-0.133	-0.225	-0.349
R40	0.806	0.831	0.783	0.687	-0.154	-0.119	-0.203	-0.319
I20	0.810	0.833	0.787	0.865	-0.157	-0.123	-0.210	-0.249
I40	0.813	0.834	0.745	1.073	-0.152	-0.121	-0.202	-0.315
Valor médio	0.810	0.832	0.776	0.801	-0.159	-0.125	-0.212	-0.314
$\phi_1 - \phi_2$	0.035	0.026	0.027	0.006	-	-	-	-
$\varphi_1 - \varphi_2$	-	-	-	-	0.062	0.029	0.093	0.064

Deve referir-se que os resultados obtidos com esta abordagem metodológica, em função dos pressupostos assumidos, devem ser considerados majorantes e, por este facto, comparados com os valores mais elevados que resultem de simulações de projecções climáticas que configurem o incremento médio da temperatura do ar e/ou a redução do escoamento afluente.

6.4.4 - Simulação do regime térmico de albufeiras em função de previsões climáticas obtidas para um período temporal de 20 anos, localizado entre 2081 e 2100.

Nesta secção são apresentados os resultados obtidos com as simulações realizadas com modelo CE-QUAL-W2, de cenários definidos em função de previsões climáticas obtidas para o período temporal localizado entre 2081 e 2100. Nos quadros 6.20 e 6.21 são apresentados os valores médios, máximos e mínimos da temperatura da água, considerando toda a massa de água de cada albufeira, bem como os mesmos valores à superfície de cada uma dessas massas de água. Esses valores foram obtidos com a simulação da situação de referência (1989-2008) e com a simulação do cenário climático futuro (2081-2100), considerando os modelos ETHZ, KNMI e SMHI. No Quadro 6.22, é apresentada a variação (ΔT) que ocorre entre a situação de referência e o cenário climático futuro. Esses valores indicam que existe uma boa correlação entre os resultados obtidos com a simulação dos cenários climáticos definidos pelos modelos ETHZ, KNMI e SMHI, quando se considera o valor médio da variação da temperatura da água obtida com as simulações realizadas. Na Figura 6.117, pode observar-se a correlação entre os valores de ΔT obtidos para cada um dos cenários climáticos futuros. Deve no entanto referir-se que se excluíram desta análise os valores de ΔT obtidos para o cenário climático ETHZ, para as albufeiras da Bouçã e de Caia (Figura 6.117 A) e B); em que A) exclui ΔT de Bouçã e de Caia, e B) inclui ΔT de Bouçã e de Caia).

Quando se considera os valores máximos e mínimos de ΔT , verifica-se que a qualidade da correlação vai diminuindo, confirmando no entanto que os resultados obtidos com os modelos KNMI e SMHI, configuram um cenário semelhante entre os dois modelos e consideravelmente distinto do que se obteve com a simulação do cenário climático ETHZ, no que concerne à variação dos valores extremos deste parâmetro. Tendo em consideração os resultados obtidos com a simulação dos cenários climáticos definidos pelos modelos ETHZ, KNMI e SMHI, concluiu-se que a temperatura da água das albufeiras localizadas em Portugal continental terá no final do século XXI, um incremento médio de 2.4°C. (Quadro 6.22), e uma redução média de 0.47 mg.L⁻¹ dos valores da concentração de OD (Quadro 6.23). Apesar da importância da variação média da temperatura da água, considera-se que a variação dos valores extremos é de uma importância crucial para a avaliação do potencial efeito que as alterações climáticas podem determinar nestes sistemas, bem como para a definição das necessárias medidas de adaptação. A análise realizada permitiu concluir que, em média, os valores máximos e mínimos terão um incremento de 3.4°C e de 2.0°C, respectivamente. Pontualmente, esta variação poderá ser mais elevada, de acordo com os resultados obtidos para a albufeira do Alto Lindoso, onde se estimou um incremento máximo de 8°C. A variabilidade associada a estes valores extremos pode ser observada na Figura 6.128, que inclui a variação média, máxima e mínima dos valores de temperatura de todo o volume de água obtidos com a simulação da situação de referência (1989-2008) e dos cenários climáticos futuros (2081-2100). A análise realizada permitiu também concluir que nas albufeiras do Alto Rabagão, Azibo, Cabril, Castelo do Bode e Odeleite, os valores de ΔT , são superiores nos meses mais frios do ano quando comparados com os valores de ΔT , obtidos para os meses de Junho, Julho, Agosto e Setembro (Quadro 6.24).

Quadro 6.20 – Valores médios anuais de temperatura da água obtidos com a simulação da situação de referência (1989-2000)

Albufeira	Temperatura de todo o volume de água (°C)									Temperatura da água à superfície (°C)								
	Valor médio			Valor máximo			Valor mínimo			Valor médio			Valor máximo			Valor mínimo		
	EHTZ	KNMI	SMHI	EHTZ	KNMI	SMHI	EHTZ	KNMI	SMHI	EHTZ	KNMI	SMHI	EHTZ	KNMI	SMHI	EHTZ	KNMI	SMHI
Agueira	15.5	15.3	15.3	25.5	25.5	25.7	3.9	6.6	7.1	17.3	17.0	17.1	30.2	31.2	31.5	4.2	6.6	7.1
Alqueva	16.6	15.9	16.2	23.8	23.4	23.4	8.5	7.8	9.3	18.6	17.7	18.4	30.2	28.7	30.0	8.4	7.6	9.3
Alto Cávado	12.0	12.3	12.9	22.8	22.0	21.7	-2.9	1.5	3.1	13.8	14.2	14.6	28.8	29.1	29.5	-5.0	-1.2	1.9
Alto Lindoso	14.1	14.3	14.5	23.4	22.6	22.5	6.4	8.2	8.5	16.1	16.3	16.4	27.4	27.6	27.2	6.4	8.1	8.3
Alto Rabagão	11.4	11.7	12.2	20.3	19.7	19.8	3.4	4.4	4.6	13.3	14.2	14.6	27.4	27.7	28.0	3.5	4.6	4.7
Azibo	12.1	12.6	12.4	20.3	20.0	19.6	2.9	3.4	3.2	12.1	12.6	12.4	20.3	20.0	19.6	2.9	3.4	3.2
Bouça	12.9	13.6	13.7	18.9	20.1	19.7	4.0	8.1	8.4	17.0	17.5	17.5	28.0	30.1	29.3	4.0	8.2	8.4
Cabril	14.3	14.8	14.9	21.0	22.2	21.9	6.3	9.2	9.1	17.5	18.0	18.0	28.1	29.2	28.8	7.8	9.2	9.1
Caia	16.0	16.4	16.5	25.9	26.4	26.9	5.8	4.8	6.1	17.6	18.2	18.6	29.1	31.1	31.1	6.0	5.1	6.0
Castelo do Bode	14.6	14.5	14.2	22.0	20.6	20.7	6.5	9.4	8.8	18.2	18.0	17.6	28.4	28.9	28.0	8.3	9.6	8.8
Cercosa	15.0	15.6	15.8	29.0	28.7	29.9	-2.1	2.0	3.3	15.8	16.4	16.6	30.8	31.1	31.8	-2.1	1.6	3.2
Crestuma-Lever	15.1	14.1	14.2	30.1	29.6	28.3	-3.6	-0.5	1.6	15.8	14.8	15.1	30.4	29.9	29.1	-3.8	-1.1	1.6
Enxoé	19.1	18.8	18.8	31.2	31.0	31.0	5.5	6.4	6.4	19.0	18.8	18.8	31.9	31.5	31.5	5.3	6.3	6.2
Fronhas	12.6	12.5	12.7	20.0	19.7	19.9	1.5	4.9	5.6	16.0	16.0	16.0	29.6	29.4	29.4	1.5	4.8	5.5
Funcho	18.2	17.9	18.3	28.4	27.9	27.9	7.9	7.9	8.0	19.7	19.5	19.9	30.2	29.9	30.1	8.0	7.8	8.1
Monte Novo	18.1	17.7	17.8	30.1	29.6	29.4	4.5	3.9	4.6	19.0	18.5	18.6	31.8	31.4	31.3	5.0	3.5	5.0
Odeleite	17.3	17.2	16.4	26.5	26.0	24.6	9.2	9.9	9.3	20.8	20.6	20.1	31.1	30.9	30.9	9.4	10.1	9.5
Pedrogão	15.3	15.2	15.0	24.5	23.8	22.4	8.4	7.9	8.5	17.7	16.9	17.0	29.8	29.5	29.8	8.0	7.7	8.4
Penha Garcia	16.8	16.5	16.4	30.2	29.7	29.6	4.1	2.8	3.3	17.1	16.8	16.6	30.3	30.0	30.4	4.1	2.5	3.2
Penide	14.5	14.0	13.9	25.8	24.9	25.1	3.9	5.2	6.4	14.4	13.9	13.9	25.7	24.8	25.0	3.7	5.1	6.3
Santa Clara	16.6	16.7	16.7	22.3	21.7	21.6	10.2	10.3	10.5	19.1	19.2	19.1	28.0	28.4	28.1	10.2	10.3	10.5
São Domingos	17.4	17.0	17.2	25.7	25.1	25.1	7.3	8.6	8.4	18.4	18.0	18.1	29.0	28.8	29.1	7.1	8.5	8.3
Torrão	16.3	15.3	15.5	28.1	27.3	26.6	-0.7	4.0	5.4	17.3	16.4	16.4	29.1	29.1	28.1	-2.1	4.1	5.5
Vale Covo	14.6	14.7	14.5	25.2	24.9	24.4	3.6	4.7	4.6	16.4	16.1	15.9	29.3	29.0	29.8	2.9	4.7	4.6
Valor médio	15.3	15.2	15.3	25.0	24.7	24.5	4.4	5.9	6.4	17.0	16.9	17.0	29.0	29.1	29.1	4.3	5.7	6.4

Quadro 6.21 – Valores médios anuais de temperatura da água obtidos com o cenário climático futuro (2081-2000)

Albufeira	Temperatura de todo o volume de água (°C)									Temperatura da água à superfície (°C)								
	Valor médio			Valor máximo			Valor mínimo			Valor médio			Valor máximo			Valor mínimo		
	EHTZ	KNMI	SMHI	EHTZ	KNMI	SMHI	EHTZ	KNMI	SMHI	EHTZ	KNMI	SMHI	EHTZ	KNMI	SMHI	EHTZ	KNMI	SMHI
Agueira	17.4	17.3	17.4	28.2	30.3	31.1	3.0	8.7	8.1	19.5	19.2	19.4	32.4	30.9	32.3	2.7	8.9	8.6
Alqueva	17.7	17.0	16.9	25.5	23.9	23.4	10.2	10.4	10.0	20.4	20.1	20.2	32.6	32.4	32.8	10.2	10.2	10.1
Alto Cávado	14.7	14.6	15.1	26.4	25.1	25.4	0.8	5.2	5.3	17.0	17.1	17.4	32.1	33.3	32.9	0.3	4.7	4.7
Alto Lindoso	16.5	16.9	16.8	30.9	31.4	28.9	7.0	8.0	8.1	18.5	18.6	18.6	32.6	32.4	31.2	6.8	8.1	8.4
Alto Rabagão	13.4	13.1	13.7	23.3	19.6	20.1	6.3	6.4	6.3	15.9	16.5	16.7	30.3	30.6	30.9	6.2	6.8	6.8
Azibo	14.1	14.1	14.0	22.2	21.9	21.8	5.5	6.6	6.0	14.1	14.1	14.0	22.2	21.9	21.8	5.5	6.6	6.0
Bouça	17.4	15.6	15.6	25.6	24.4	25.2	6.9	9.5	9.8	20.7	19.8	19.9	32.5	32.5	32.9	7.0	9.5	10.1
Cabril	16.1	16.2	16.4	23.4	24.0	23.8	9.0	9.6	9.4	19.9	20.0	20.0	31.5	31.8	31.6	8.9	9.5	9.5
Caia	18.6	18.2	18.4	30.2	28.4	28.9	7.4	8.0	7.8	21.1	20.5	20.8	33.8	34.0	34.9	7.4	8.2	8.0
Castelo do Bode	16.8	16.5	16.6	24.8	23.8	23.6	9.7	11.0	11.4	20.6	20.2	20.3	31.5	32.0	30.9	10.1	11.0	11.3
Cercosa	17.9	18.5	18.8	33.5	35.2	36.8	2.0	5.0	5.0	18.8	19.4	19.7	35.5	37.3	38.8	1.3	5.0	5.0
Crestuma-Lever	18.2	17.1	17.4	35.0	35.7	34.5	0.2	3.9	4.1	18.5	17.5	17.8	34.0	35.4	34.0	-0.2	4.4	4.2
Enxoé	21.4	20.8	20.8	33.8	33.8	34.2	7.0	5.8	6.1	21.4	20.7	20.8	34.3	34.1	34.2	6.6	5.3	5.7
Fronhas	14.6	14.7	14.2	23.5	27.0	22.2	3.8	6.7	6.6	18.7	18.5	18.3	32.6	32.3	32.4	3.3	6.8	6.6
Funcho	20.5	19.8	20.3	29.2	29.7	29.5	11.6	8.1	9.5	22.2	21.7	22.1	31.9	32.7	33.4	11.6	8.2	9.8
Monte Novo	20.6	20.0	20.0	32.7	31.7	32.1	5.8	6.6	6.7	21.4	20.8	20.8	33.9	33.8	35.0	5.9	7.0	7.0
Odeleite	19.3	18.9	19.1	26.7	26.0	25.9	12.5	11.9	11.8	23.1	22.7	23.0	33.6	33.5	34.9	12.9	12.1	12.0
Pedrogão	17.1	17.4	16.8	25.6	29.9	29.8	10.1	10.0	10.0	19.5	19.2	19.2	32.5	31.6	32.6	9.9	9.9	9.9
Penha Garcia	19.4	18.9	18.6	33.8	32.5	32.8	4.4	5.8	5.6	19.6	19.1	18.9	33.8	32.6	34.8	4.4	5.8	5.6
Penide	16.6	15.9	15.9	30.2	28.4	28.9	5.9	7.6	7.7	16.5	15.9	15.8	30.1	28.3	28.8	5.9	7.5	7.6
Santa Clara	18.9	18.7	18.6	24.4	24.4	24.6	12.1	12.0	11.8	21.5	21.3	21.1	30.3	31.4	30.4	12.0	11.9	11.8
São Domingos	19.5	18.8	19.0	28.6	27.8	28.0	9.0	10.3	10.3	20.7	20.1	20.0	31.4	31.9	33.4	8.9	10.2	10.3
Torrão	19.0	17.7	17.9	31.8	32.9	31.9	4.6	7.4	7.2	20.0	18.9	19.0	33.0	33.5	32.8	4.4	7.9	7.6
Vale Covo	17.2	16.7	16.6	28.3	28.9	28.6	6.3	6.5	5.9	18.9	18.5	18.2	32.2	31.6	31.9	6.3	6.5	5.9
Valor médio	17.6	17.2	17.3	28.2	28.2	28.0	6.7	8.0	7.9	19.5	19.2	19.3	32.1	32.2	32.5	6.6	8.0	8.0

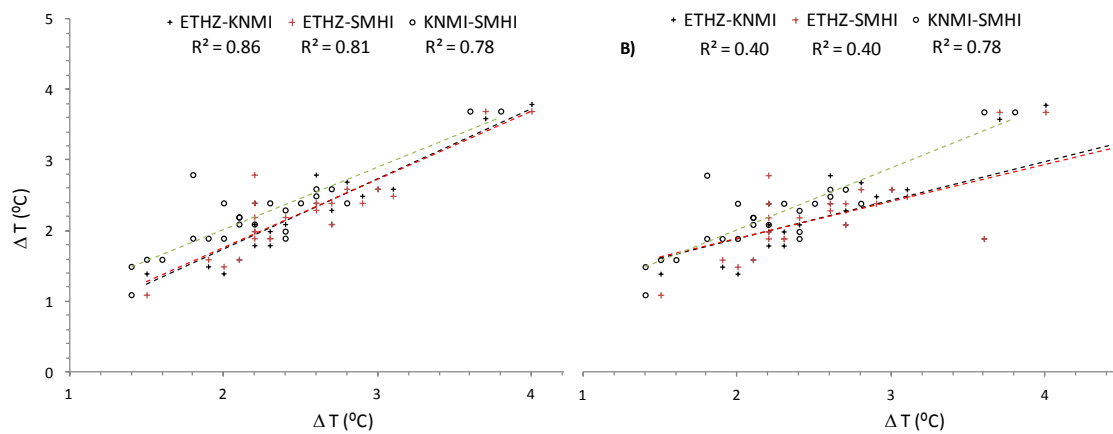
Quadro 6.22 – Variação média anual dos valores de temperatura da água obtida para cada um dos cenários de simulação

Albufeira	Temperatura de todo o volume de água (°C)									Temperatura da água à superfície (°C)								
	Valor médio			Valor máximo			Valor mínimo			Valor médio			Valor máximo			Valor mínimo		
	EHTZ	KNMI	SMHI	EHTZ	KNMI	SMHI	EHTZ	KNMI	SMHI	EHTZ	KNMI	SMHI	EHTZ	KNMI	SMHI	EHTZ	KNMI	SMHI
Agueira	2.2	2.1	2.2	2.7	4.8	5.5	-0.9	2.1	1.0	2.6	2.4	2.4	2.3	-0.2	0.8	-1.6	2.3	1.4
Alqueva	1.5	1.4	1.1	1.7	0.5	0.1	1.7	2.6	0.7	2.1	2.5	2.0	2.4	3.7	2.8	1.8	2.6	0.8
Alto Cávado	3.1	2.6	2.5	3.6	3.1	3.7	3.8	3.7	2.2	3.8	3.4	3.2	3.3	4.1	3.4	5.3	5.9	2.8
Alto Lindoso	2.6	2.8	2.4	7.6	8.8	6.4	0.6	-0.1	-0.4	2.6	2.5	2.3	5.1	4.8	4.0	0.5	0.1	0.1
Alto Rabagão	2.0	1.4	1.5	3.0	-0.1	0.3	2.9	2.0	1.7	2.7	2.4	2.2	2.9	2.9	3.0	2.7	2.2	2.0
Azibo	2.1	1.6	1.6	1.9	1.9	2.2	2.7	3.3	2.8	2.1	1.6	1.6	1.9	1.9	2.2	2.7	3.3	2.8
Bouça	4.5	2.2	2.1	6.8	4.3	5.5	2.9	1.4	1.5	3.9	2.5	2.5	4.4	2.4	3.5	3.0	1.3	1.7
Cabril	1.9	1.5	1.6	2.4	1.8	1.9	2.7	0.4	0.4	2.4	2.1	2.1	3.5	2.6	2.8	1.1	0.4	0.4
Caia	3.6	1.9	1.9	4.2	2.0	2.0	1.6	3.2	1.7	4.6	2.4	2.3	4.7	3.0	3.8	1.4	3.0	2.0
Castelo do Bode	2.2	2.0	2.4	2.8	3.2	2.9	3.2	1.6	2.5	2.5	2.2	2.7	3.1	3.1	2.9	1.7	1.4	2.5
Cercosa	3.7	3.6	3.7	4.5	6.4	6.9	4.1	3.0	1.7	3.8	3.8	3.8	4.6	6.1	7.1	3.4	3.4	1.8
Crestuma-Lever	4.0	3.8	3.7	4.9	6.1	6.2	3.8	4.5	2.5	3.6	3.4	3.3	3.6	5.5	4.9	3.6	5.4	2.6
Enxoé	2.7	2.3	2.4	2.6	2.8	3.2	1.5	-0.6	-0.3	2.7	2.3	2.4	2.4	2.6	2.6	1.2	-1.0	-0.5
Fronhas	2.2	2.4	1.9	3.5	7.3	2.3	2.3	1.8	1.0	2.9	2.7	2.6	3.0	2.9	3.0	1.8	2.0	1.2
Funcho	2.4	2.1	2.2	0.8	1.8	1.6	3.6	0.2	1.4	2.6	2.3	2.3	1.7	2.8	3.2	3.6	0.4	1.7
Monte Novo	2.6	2.4	2.3	2.6	2.1	2.7	1.3	2.8	2.1	2.7	2.4	2.4	2.0	2.3	3.7	1.0	3.5	2.0
Odeleite	2.2	1.8	2.8	0.2	0.1	1.4	3.3	2.0	2.5	2.4	2.2	3.0	2.4	2.6	4.0	3.4	2.0	2.5
Pedrogão	2.2	2.4	2.0	1.1	6.1	7.4	1.6	2.1	1.5	2.4	2.7	2.6	2.7	2.2	2.8	1.9	2.2	1.5
Penha Garcia	2.9	2.5	2.4	3.6	2.8	3.2	0.3	3.0	2.3	2.8	2.5	2.5	3.5	2.7	4.4	0.3	3.3	2.4
Penide	2.8	2.7	2.6	4.4	3.5	3.9	2.0	2.4	1.3	2.8	2.7	2.6	4.4	3.5	3.8	2.1	2.4	1.3
Santa Clara	2.3	2.0	1.9	2.1	2.7	3.0	1.8	1.6	1.3	2.4	2.1	2.0	2.4	3.0	2.3	1.9	1.6	1.3
São Domingos	2.3	1.8	1.9	2.9	2.7	2.9	1.6	1.7	2.0	2.5	2.2	2.1	2.4	3.1	4.4	1.7	1.7	2.0
Torrão	3.0	2.6	2.6	3.7	5.6	5.3	5.3	3.4	1.8	2.9	2.7	2.7	3.9	4.4	4.7	6.5	3.8	2.1
Vale Covo	2.7	2.1	2.1	3.1	4.1	4.2	2.7	1.8	1.3	2.6	2.4	2.4	2.9	2.7	2.1	3.4	1.8	1.3
Valor médio	2.7	2.3	2.2	3.2	3.5	3.5	2.4	2.1	1.5	2.9	2.5	2.5	3.1	3.1	3.4	2.3	2.3	1.7

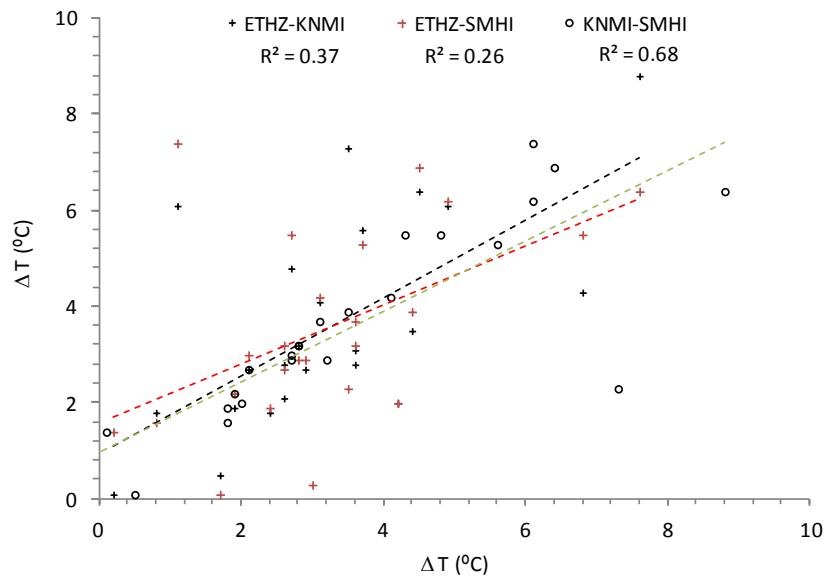
Quadro 6.23 – Variação média anual dos valores de OD obtidos para cada um dos cenários de simulação

Albufeira	Teor em OD de todo o volume de água (mg.L ⁻¹)									Teor em OD à superfície (°C)								
	Valor médio			Valor máximo			Valor mínimo			Valor médio			Valor máximo			Valor mínimo		
	EHTZ	KNMI	SMHI	EHTZ	KNMI	SMHI	EHTZ	KNMI	SMHI	EHTZ	KNMI	SMHI	EHTZ	KNMI	SMHI	EHTZ	KNMI	SMHI
Aguieira	-0.5	-0.4	-0.3	1.9	1.0	1.2	-0.2	-0.2	-0.1	-0.3	-0.3	-0.3	4.0	-1.4	-1.5	0.0	0.0	0.0
Alqueva	-0.7	-0.9	-0.8	-1.3	-0.9	-0.6	-0.9	-1.0	-0.7	-0.4	-0.4	-0.3	-0.6	-0.7	-0.4	-0.9	-0.2	-1.0
Alto Cávado	-0.5	-0.4	-0.4	-0.8	-0.8	-0.6	1.8	-0.2	-0.2	-0.2	-0.2	-0.2	-0.7	-0.8	-0.9	1.9	-0.1	0.0
Alto Lindoso	-0.8	-0.5	-0.5	0.3	0.4	-0.2	-1.0	-0.5	0.8	-0.6	-0.5	-0.4	0.0	-0.3	-0.6	-0.4	-0.6	0.2
Alto Rabagão	-0.9	-0.8	-0.8	0.0	0.0	0.0	-0.8	-0.7	-0.6	-0.6	-0.5	-0.4	0.0	0.0	0.0	-0.1	-0.6	-0.5
Azibo	-0.7	-0.6	-0.6	-0.6	-0.1	-0.2	-0.6	-0.5	-0.8	-0.5	-0.5	-0.5	-0.6	-0.1	-0.2	-0.4	-0.2	-0.1
Bouçã	-0.2	-0.2	-0.2	-2.2	-0.7	-1.7	-0.4	-0.5	-0.4	-0.3	-0.2	-0.2	-1.7	-0.8	-1.6	-0.2	0.3	0.7
Cabril	-0.4	-0.2	-0.3	0.0	0.4	0.7	-0.1	0.4	0.0	-0.4	-0.3	-0.3	0.0	0.0	0.0	-1.0	-0.6	-0.5
Caia	-0.9	-0.6	-0.6	-0.6	-1.1	-0.8	-1.2	-1.3	-1.2	-0.7	-0.4	-0.4	-0.5	-1.0	-0.7	-2.0	0.6	-0.5
Castelo do Bode	-0.5	-0.3	-0.5	-0.1	-0.5	-0.2	-0.6	0.2	-0.3	-0.4	-0.3	-0.5	-0.6	-0.5	-0.6	-1.3	-0.5	-0.6
Cercosa	-0.1	-0.1	-0.1	-0.3	0.0	-0.1	-0.2	-0.1	-0.1	-0.1	-0.1	-0.1	-0.7	-0.1	-0.1	0.0	0.0	0.0
Crestuma-Lever	0.0	-0.2	-0.2	0.0	0.0	0.0	-0.2	-0.1	0.4	-0.1	-0.2	-0.1	0.0	0.0	0.0	0.5	-0.4	-0.1
Enxoé	-0.5	-0.3	-0.4	-0.4	0.2	0.0	0.0	-0.2	-1.2	-0.5	-0.4	-0.4	-0.5	0.2	0.0	-0.4	-0.3	-1.2
Fronhas	-0.4	-0.3	-0.5	-0.7	-0.5	-0.3	-1.0	-0.9	-0.7	-0.2	-0.2	-0.2	-0.6	-0.4	-0.4	-0.4	0.6	-0.1
Funcho	-0.5	-0.5	-0.4	-0.7	-0.1	-0.1	-1.0	-0.6	-0.2	-0.4	-0.3	-0.3	-1.0	-0.1	0.0	-0.3	-0.2	0.4
Monte Novo	-0.6	-0.5	-0.5	-0.5	-1.1	-0.6	-0.4	-0.3	-0.2	-0.5	-0.4	-0.4	-0.4	-0.9	-0.6	-0.1	-0.5	-0.7
Odeleite	-0.9	-0.7	-1.0	-0.6	-0.4	-0.4	-0.6	-0.7	-0.5	-0.4	-0.4	-0.6	-0.9	-0.6	-0.8	-0.6	-0.6	-1.1
Pedrogão	-0.4	-0.1	-0.6	-0.7	-0.5	-0.5	0.0	0.1	-0.2	-0.5	-0.2	-0.5	-0.8	-0.5	-0.7	-1.1	0.1	-0.7
Penha Garcia	-0.4	-0.4	-0.4	0.0	-1.1	-0.7	-0.4	-0.4	-0.6	-0.5	-0.4	-0.4	0.0	-1.1	-0.6	-0.4	-0.4	-0.6
Penide	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
Santa Clara	-0.7	-0.5	-0.5	-0.6	-0.4	-0.5	-0.6	-0.7	-0.6	-0.5	-0.4	-0.4	-0.5	-0.4	-0.4	-0.8	-0.2	0.0
São Domingos	-0.6	-0.6	-0.5	-0.8	-0.6	-0.7	-0.2	-1.0	-0.5	-0.4	-0.4	-0.4	-0.7	-0.6	-0.6	0.2	0.2	0.1
Torrão	-0.2	-0.2	-0.2	-0.4	-0.1	-0.1	0.0	0.2	-0.1	-0.2	-0.1	0.0	-0.8	-0.5	-0.1	-0.3	0.2	-0.1
Vale Covo	-0.8	-0.7	-0.7	-1.1	-0.7	-0.6	-0.5	-0.6	-0.7	-0.5	-0.5	-0.5	-1.0	-0.6	-0.6	-0.5	-0.5	-0.5
Valor médio	-0.5	-0.4	-0.5	-0.4	-0.3	-0.3	-0.4	-0.4	-0.4	-0.4	-0.3	-0.3	-0.4	-0.5	-0.5	-0.4	-0.2	-0.3

Valor médio de ΔT



Valor máximo de ΔT



Valor mínimo de ΔT

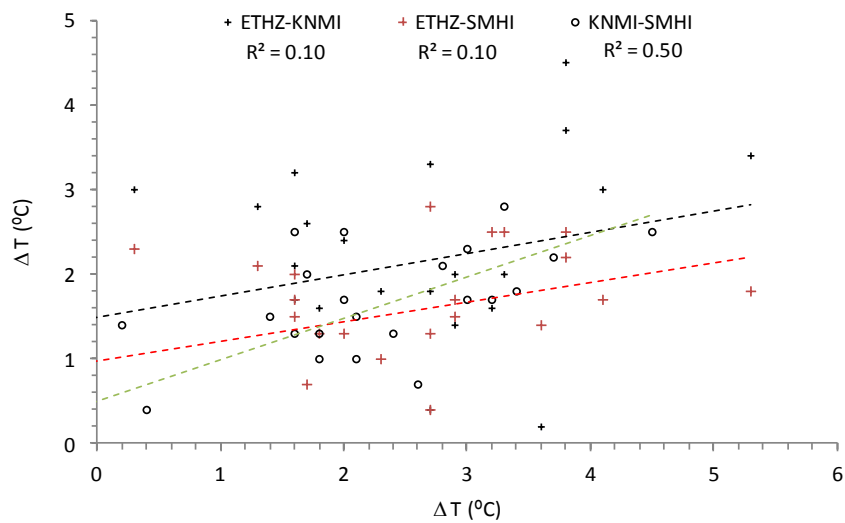
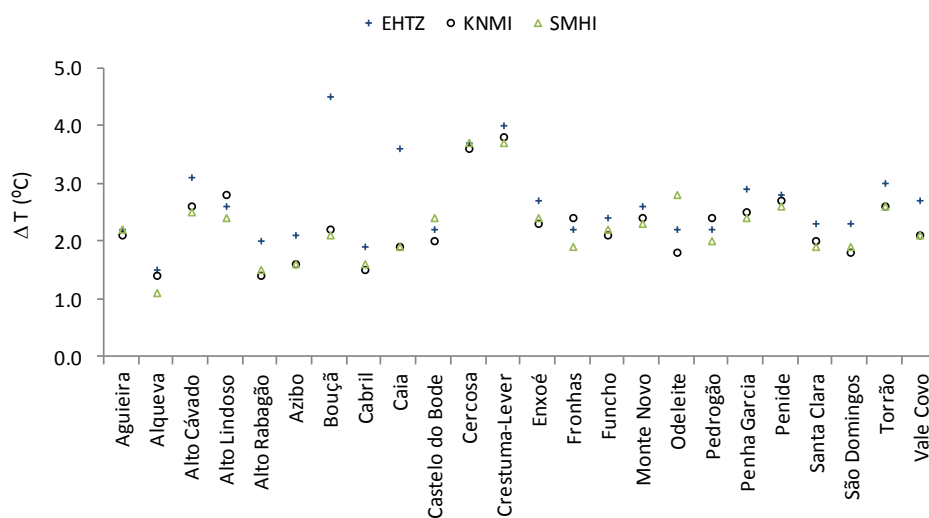
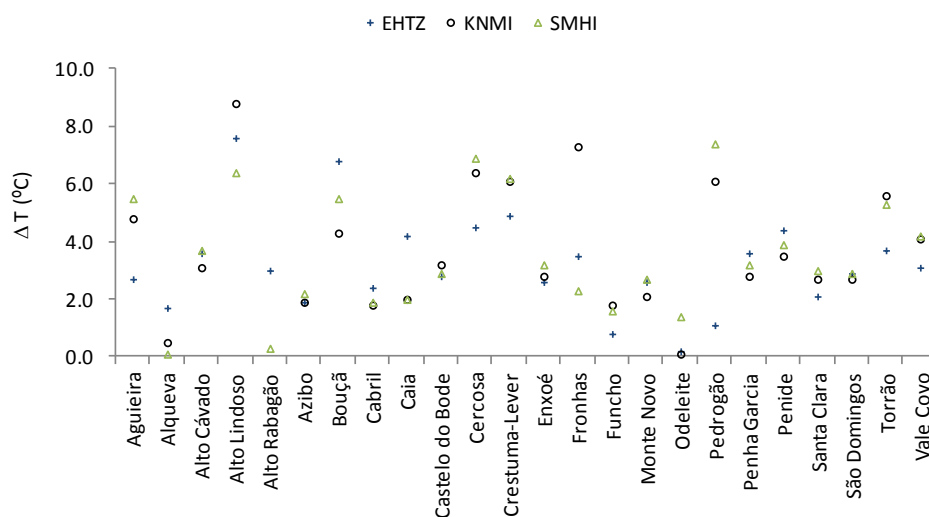


Figura 6.117 - Correlação linear entre as séries de valores de ΔT , obtidas com a simulação da situação de referência e dos cenários futuros

Valor médio de ΔT



Valor máximo de ΔT



Valor mínimo de ΔT

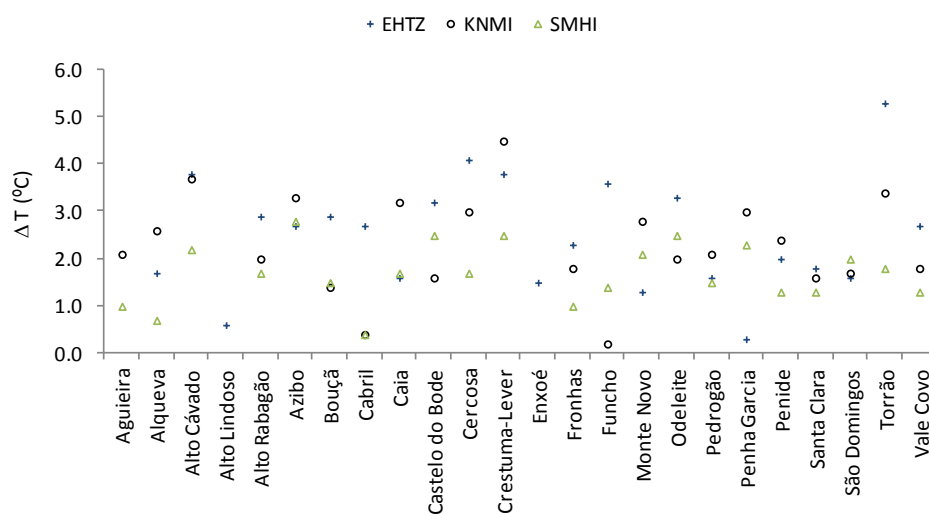


Figura 6.118 - Variação média, máxima e mínima dos valores de temperatura de todo o volume de água obtida com a simulação da situação de referência e dos cenários futuros

Quadro 6.24 – Variação média anual dos valores de temperatura da água obtida para cada um dos cenários de simulação, em todo o volume de água e à superfície, nos meses de Junho Julho, Agosto e Setembro e no restante período anual excluindo estes quatro meses

Albufeira	Temperatura de todo o volume de água (°C)						Temperatura da água à superfície (°C)					
	Excluindo Junho, Julho, Agosto e Setembro			Junho, Julho, Agosto e Setembro			Excluindo Junho, Julho, Agosto e Setembro			Junho, Julho, Agosto e Setembro		
	EHTZ	KNMI	SMHI	EHTZ	KNMI	SMHI	EHTZ	KNMI	SMHI	EHTZ	KNMI	SMHI
Aguieira	2.1	1.9	1.9	2.2	2.5	2.9	2.4	2.3	2.1	2.8	2.7	3.0
Alqueva	0.3	0.3	0.2	0.3	0.2	0.2	1.9	2.0	1.7	2.5	3.5	2.7
Alto Cávado	2.9	2.4	2.2	3.5	3.0	3.0	3.5	3.0	2.7	4.5	4.1	4.2
Alto Lindoso	1.8	1.7	1.5	3.0	3.6	3.1	2.3	2.2	1.9	3.4	3.2	3.2
Alto Rabagão	2.0	1.6	1.5	1.9	1.1	1.4	2.3	2.1	1.9	3.4	3.0	3.0
Azibo	2.1	1.7	1.7	2.0	1.3	1.5	2.1	1.7	1.7	2.0	1.3	1.5
Bouça	4.3	1.9	1.8	5.0	2.6	2.5	3.9	2.2	2.1	3.8	3.2	3.4
Cabril	1.9	1.5	1.6	1.8	1.7	1.6	2.5	2.1	2.2	2.2	2.1	1.9
Caia	2.9	1.9	1.8	4.9	1.9	2.1	3.6	2.3	2.1	6.5	2.6	2.7
Castelo do Bode	2.3	2.1	2.4	2.1	1.9	2.3	2.5	2.3	2.8	2.3	2.2	2.6
Cercosa	2.6	2.4	2.3	3.1	3.3	3.7	3.6	3.4	3.2	4.3	4.6	5.1
Crestuma-Lever	3.8	3.4	3.2	4.4	4.4	4.8	3.6	3.3	3.0	3.7	3.6	3.9
Enxoé	1.5	1.2	1.2	1.5	1.4	1.5	2.7	2.3	2.2	2.7	2.5	2.6
Fronhas	2.2	2.1	1.7	2.3	3.1	2.1	2.7	2.6	2.3	3.3	3.1	3.2
Funcho	2.0	1.6	1.6	1.5	1.4	1.7	2.8	2.3	2.2	2.2	2.3	2.5
Monte Novo	2.6	2.3	2.1	2.7	2.5	2.6	2.7	2.4	2.2	2.8	2.6	2.7
Odeleite	1.3	1.1	1.7	1.2	1.1	1.6	2.5	2.1	3.0	2.3	2.3	3.0
Pedrogão	0.4	0.4	0.3	0.4	0.7	0.6	2.2	2.1	2.0	2.7	3.8	3.7
Penha Garcia	2.7	2.3	2.2	3.3	2.9	2.9	2.7	2.4	2.3	3.1	2.8	2.8
Penide	2.5	2.3	2.0	3.5	3.6	3.8	2.5	2.3	2.0	3.5	3.6	3.7
Santa Clara	2.3	2.0	1.8	2.3	2.0	2.1	2.3	2.1	1.9	2.4	2.3	2.4
São Domingos	2.3	1.8	1.8	2.3	1.9	2.0	2.5	2.0	1.9	2.5	2.4	2.3
Torrão	2.8	2.4	2.2	3.3	2.8	3.2	2.8	2.5	2.3	3.3	3.2	3.5
Vale Covo	2.4	2.0	2.0	3.3	2.3	2.5	2.4	2.3	2.1	3.0	2.8	2.9
Valor médio	2.3	1.8	1.8	2.6	2.2	2.3	2.7	2.3	2.2	3.1	2.9	3.0

A definição da variação do número de dias de estratificação térmica baseou-se no pressuposto de que quando uma albufeira se encontra homogeneizada a diferença de temperatura da entre a superfície e o fundo da massa de água é inferior a 1°C. Assim, após a simulação das projecções climáticas definidas pelos modelos ETHZ, KNMI e SMHI, concluiu-se que em 70% das albufeiras simuladas se observa um incremento médio do número de dias de estratificação térmica, e nas restantes 30% uma diminuição desse número (Quadro 6.25), quando se estabelece a comparação entre os resultados das simulações efectuadas para a situação de referência e para o cenário climático futuro.

O incremento do número de dias de estratificação térmica resulta da substituição de alguns períodos de estratificação térmica, característicos dos meses mais quentes do ano, por períodos de homogeneização térmica a temperaturas elevadas, em função da diminuição do volume armazenado nas albufeiras e do incremento da temperatura do ar. Esta situação pode observar-se, por exemplo, nos resultados obtidos com a simulação das albufeiras da Aguieira e do Alto Lindoso (figuras 6.119 e 6.120). Nestas figuras pode observar-se vários períodos de homogeneização térmica a temperaturas elevadas em cada uma das albufeiras, identificados na respectiva figura por uma seta vertical a tracejado

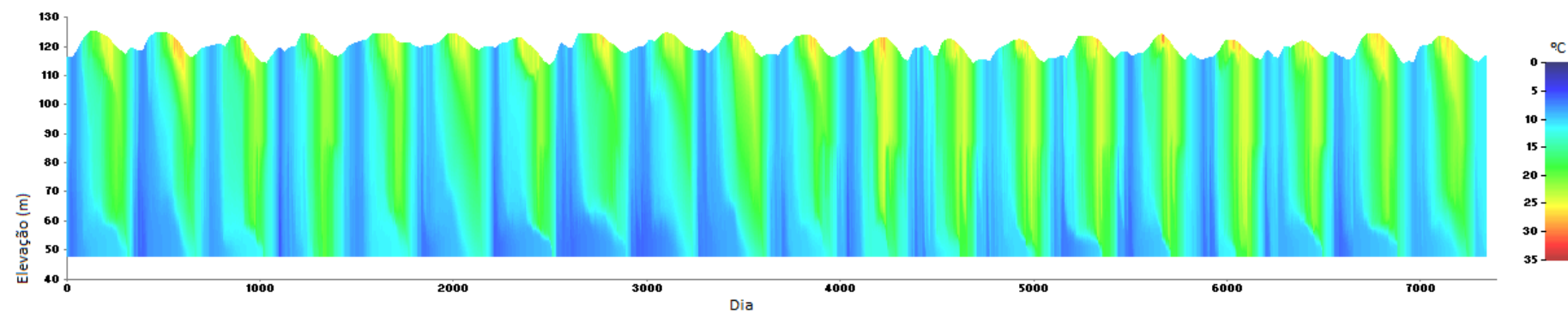
Nas figuras 6.121 a 6.123, pode observar-se a variação média diária da temperatura de todo o volume de água das albufeiras, obtida com a simulação da situação de referência (1989-2008) e do período temporal compreendido entre 2081 e 2100, em função dos cenários climáticos obtidos com os modelos ETHZ, KNMI e SMHI.

Quadro 6.25 – Variação do número de dias de estratificação térmica

Albufeira	Valor médio			Valor máximo			Valor mínimo		
	EHTZ	KNMI	SMHI	EHTZ	KNMI	SMHI	EHTZ	KNMI	SMHI
Agueira	-20.3	-9.9	-20.3	15.0	29.0	15.0	-55.0	-39.0	-55.0
Alqueva	21.0	23.0	21.8	58.0	40.0	43.0	-15.0	5.0	-3.0
Alto Cávado	19.0	4.8	2.4	58.0	47.0	45.0	-7.0	-52.0	-39.0
Alto Lindoso	-24.1	-17.5	-12.8	21.0	13.0	42.0	-78.0	-62.0	-68.0
Alto Rabagão	16.9	6.9	6.1	60.0	32.0	54.0	-43.0	-40.0	-40.0
Azibo	20.1	19.7	17.8	65.0	47.0	45.0	-10.0	-11.0	-18.0
Bouçã	-6.3	4.0	7.9	62.0	47.0	48.0	-119.0	-30.0	-22.0
Cabril	-4.5	-3.2	-2.5	13.0	17.0	15.0	-24.0	-21.0	-24.0
Caia	12.1	20.4	17.2	52.0	62.0	58.0	-34.0	-26.0	-19.0
Castelo do Bode	-2.6	4.0	6.0	20.0	28.0	30.0	-24.0	-24.0	-9.0
Cercosa	5.1	14.9	12.6	30.0	29.0	33.0	-8.0	-16.0	-24.0
Crestuma-Lever	-29.7	-13.7	-20.8	33.0	21.0	32.0	-83.0	-79.0	-94.0
Enxoé	-0.5	22.0	-3.0	43.0	58.0	39.0	-44.0	-3.0	-76.0
Fronhas	3.5	6.0	6.7	34.0	47.0	76.0	-43.0	-74.0	-55.0
Funcho	2.6	-0.1	-6.3	58.0	59.0	53.0	-40.0	-54.0	-43.0
Monte Novo	17.5	7.6	1.2	67.0	46.0	50.0	-42.0	-57.0	-56.0
Odeleite	17.3	12.3	8.7	47.0	37.0	50.0	0.0	-17.0	-24.0
Pedrogão	29.0	49.3	40.0	61.0	67.0	61.0	-5.0	34.0	0.0
Penha Garcia	-28.8	-5.2	-7.7	82.0	75.0	81.0	-149.0	-102.0	-106.0
Penide	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
Santa Clara	3.7	-1.3	-1.6	32.0	20.0	18.0	-44.0	-20.0	-31.0
São Domingos	5.3	0.7	6.2	45.0	42.0	48.0	-45.0	-31.0	-35.0
Torrão	-4.6	0.1	-4.0	20.0	16.0	19.0	-44.0	-25.0	-34.0
Vale Covo	-4.1	6.1	3.0	21.0	38.0	35.0	-44.0	-29.0	-28.0
Valor médio	2.0	6.3	3.3	41.5	38.2	41.3	-41.7	-32.2	-37.6

Situação de referência (1989-2008 Modelo SMHI)

Albufeira da Aguieira



Projecção climática (2081-2100 Modelo SMHI)

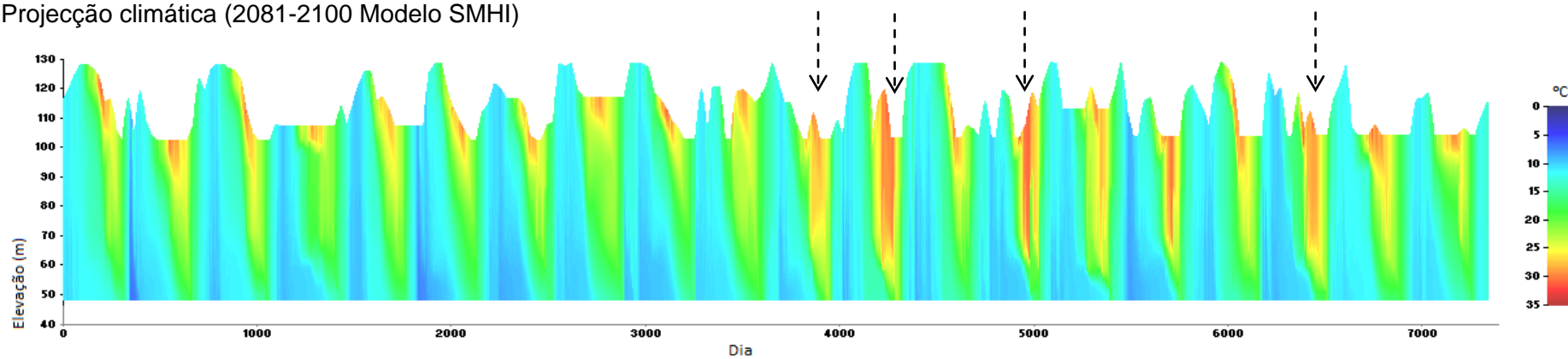
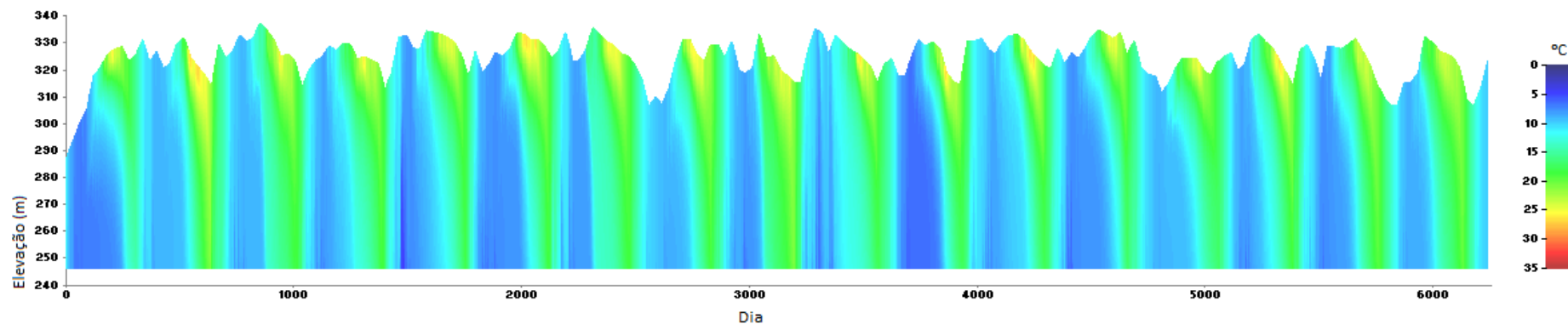


Figura 6.119 - Evolução ao longo do período de simulação dos valores de temperatura da água, na secção localizada a 1 km da barragem da Aguieira (Situação de referência - 1989-2008 Modelo ETHZ versus Projecção climática - 2081-2100 Modelo SMHI)

Situação de referência (1989-2008 Modelo ETHZ)

Albufeira do Alto Lindoso



Projecção climática (2081-2100 Modelo ETHZ)

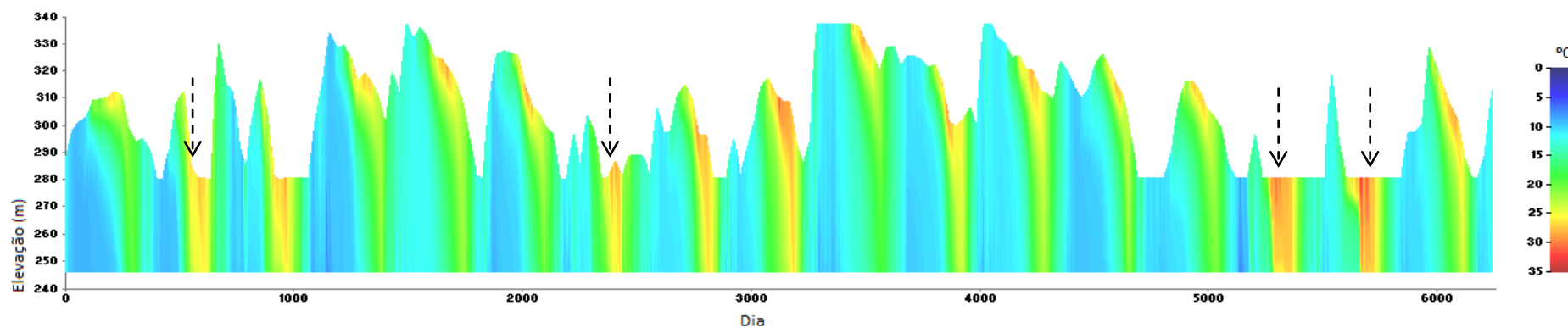


Figura 6.120 - Evolução ao longo do período de simulação dos valores de temperatura da água, na secção localizada a 1 km da barragem do Alto Lindoso (Situação de referência - 1989-2008 Modelo ETHZ *versus* Projecção climática - 2081-2100 Modelo ETHZ)

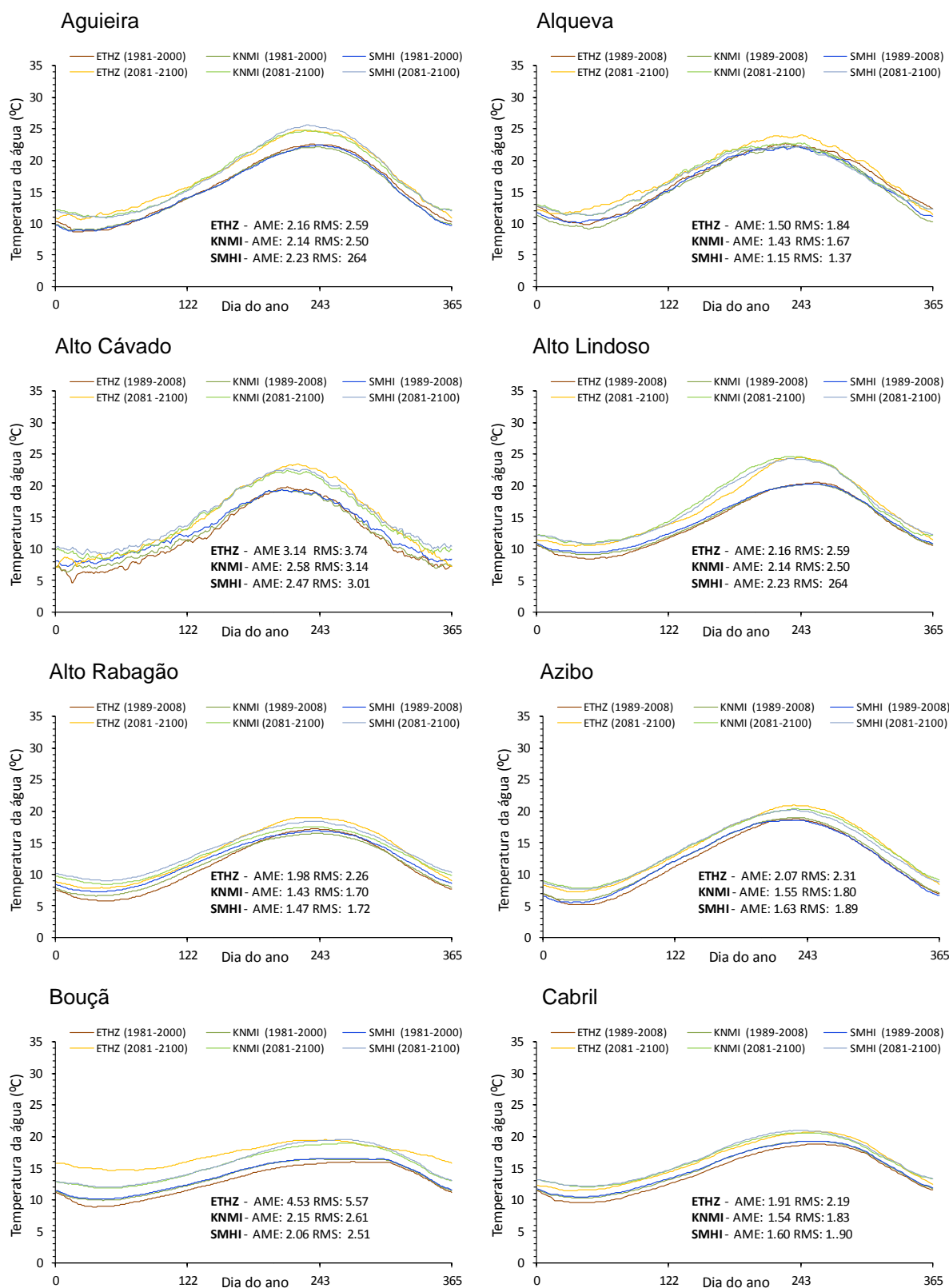


Figura 6.121 - Valores médios diários da temperatura da água (1981-2000/2081-2100) I

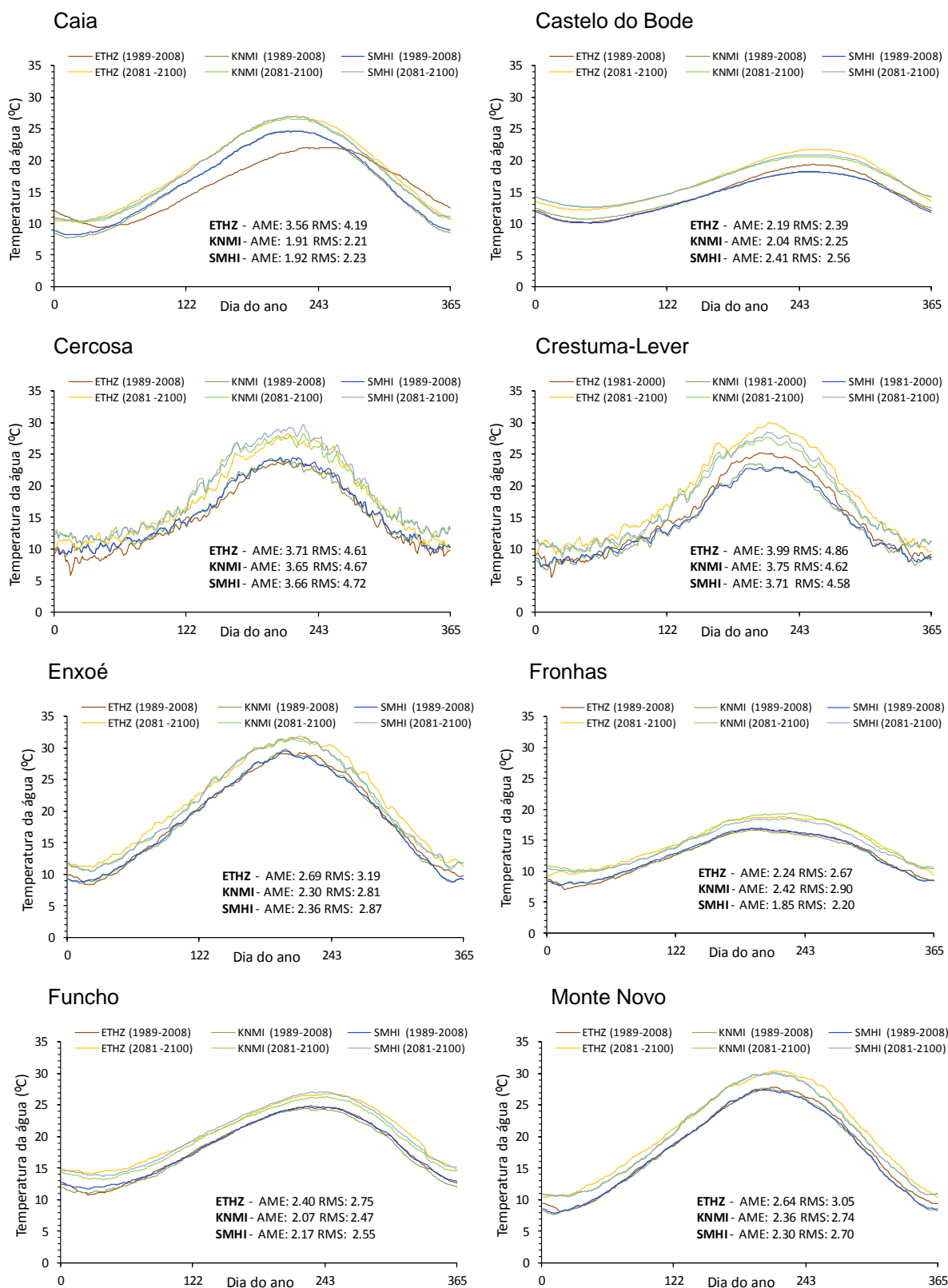


Figura 6.122 - Valores médios diários da temperatura da água (1981-2000/2081-2100) II

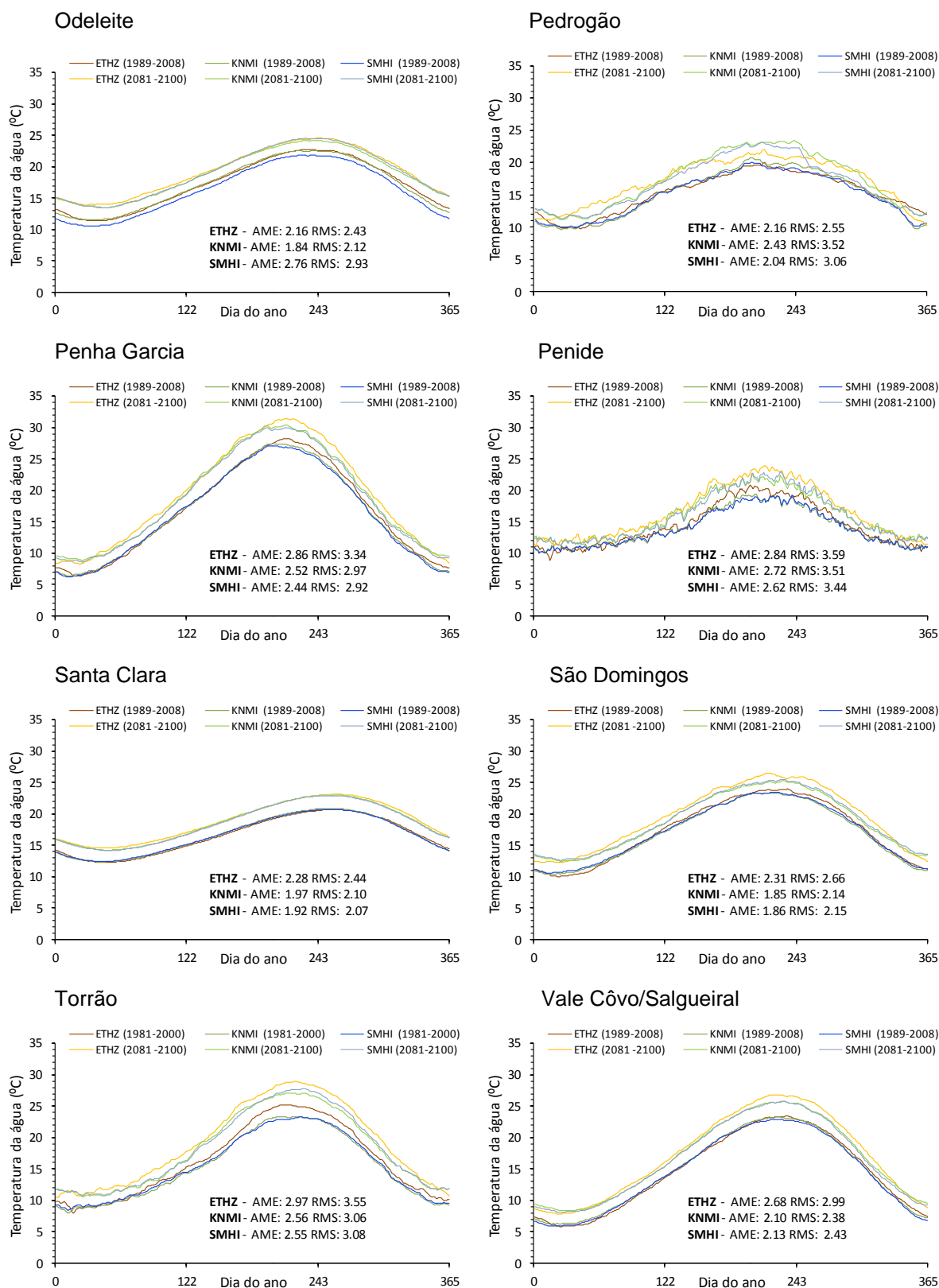


Figura 6.123 - Valores médios diários da temperatura da água (1981-2000/2081-2100) III

Tendo como objectivo avaliar a influência de algumas características morfológicas, na variação da temperatura da água das albufeiras, em função das projecções climáticas previstas para o período compreendido entre 2081 e 2100, utilizou-se uma abordagem metodológica semelhante à descrita anteriormente quando se consideraram os resultados obtidos através da simulação do incremento da temperatura do ar. Procurou-se correlacionar o volume, a profundidade média e a área superficial (NPA), com a variação média, máxima e mínima da temperatura da água, de três conjuntos distintos de albufeiras:

- Total de albufeiras simuladas;
- Albufeiras fracamente estratificadas;
- Albufeiras estratificadas.

Nas figuras 6.124 a 6.126 pode observar-se as melhores correlações obtidas com a análise realizada. As imagens localizadas no lado direito destas figuras (a1, b1 e c1), correspondem ao melhor ajustamento conseguido, após a eliminação dos valores de ΔT relativos a algumas das albufeiras que apresentavam os valores de desvio padrão mais elevados ao nível dos correspondentes resultados.

Na Figura 6.124 a) e a1), pode observar-se a correlação dos valores médios de ΔT , com o volume médio de cada uma das albufeiras que constituem o conjunto das albufeiras estratificadas e nas figuras 6.125 b) e b1), a correlação dos valores médios de ΔT com a área superficial ao NPA da totalidade das albufeiras. Nas figuras 6.126 c) e c1), pode observar-se a melhor correlação obtida entre o conjunto de todas as albufeiras, e a profundidade média correspondente à simulação dos cenários climáticos futuros. Deve referir-se que no caso das correlações obtidas com o volume médio e a área superficial ao NPA, quando se retira o valor de ΔT relativo à albufeira de Alqueva o coeficiente de determinação diminui em média 15%. No entanto as conclusões obtidas não são alteradas.

A análise realizada permitiu concluir que apesar da incerteza introduzida pela variabilidade climática e pelo escoamento afluente/efluente, é possível encontrar correlações significativas entre a variação da temperatura da água e as principais características morfológicas das albufeiras. Assim, concluiu-se que apesar do elevado grau de artificialização destas massas de água, e da influência da variabilidade climática nestes sistemas, a variação média da temperatura da água das albufeiras de menor dimensão, em termos de volume, profundidade média e área superficial, deverá ser superior à que será observada nas albufeiras de maior dimensão.

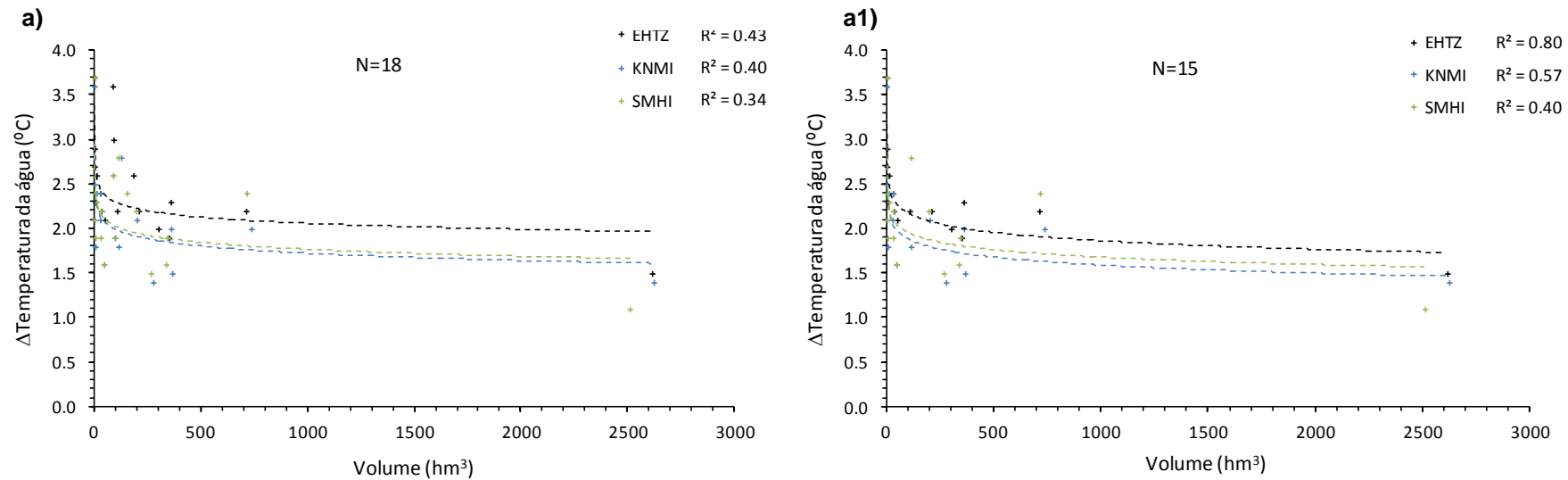


Figura 6.124 - Correlação da variação da temperatura da água das albufeiras estratificadas com volume de simulação

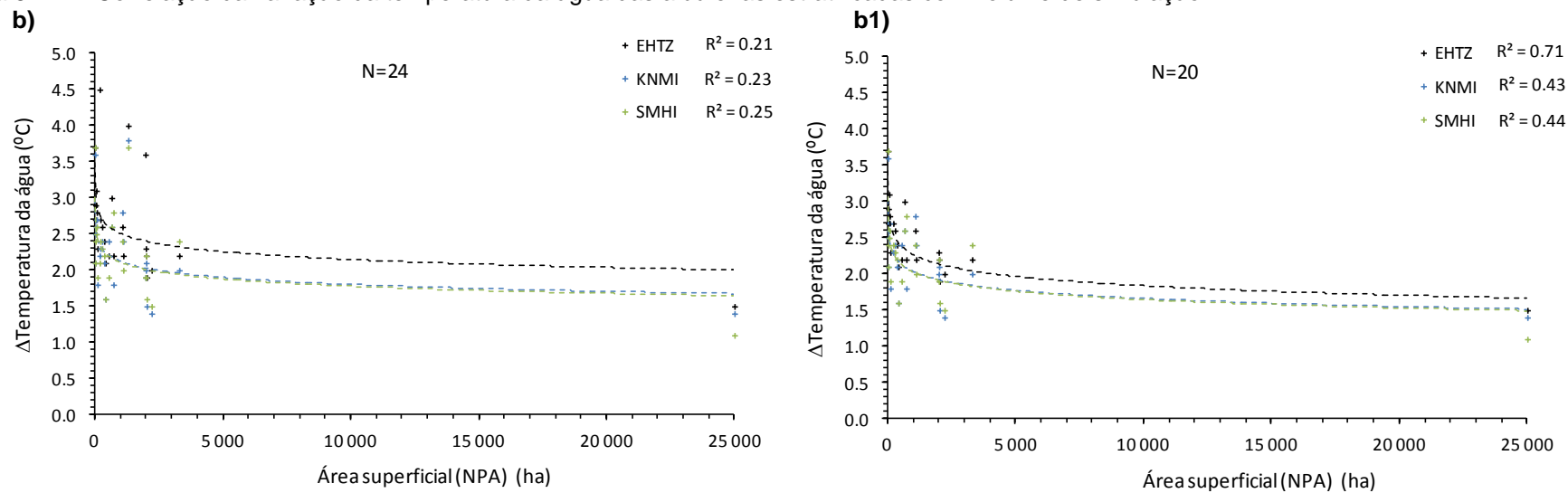


Figura 6.125 - Correlação da variação da temperatura da água das albufeiras com a área superficial ao NPA

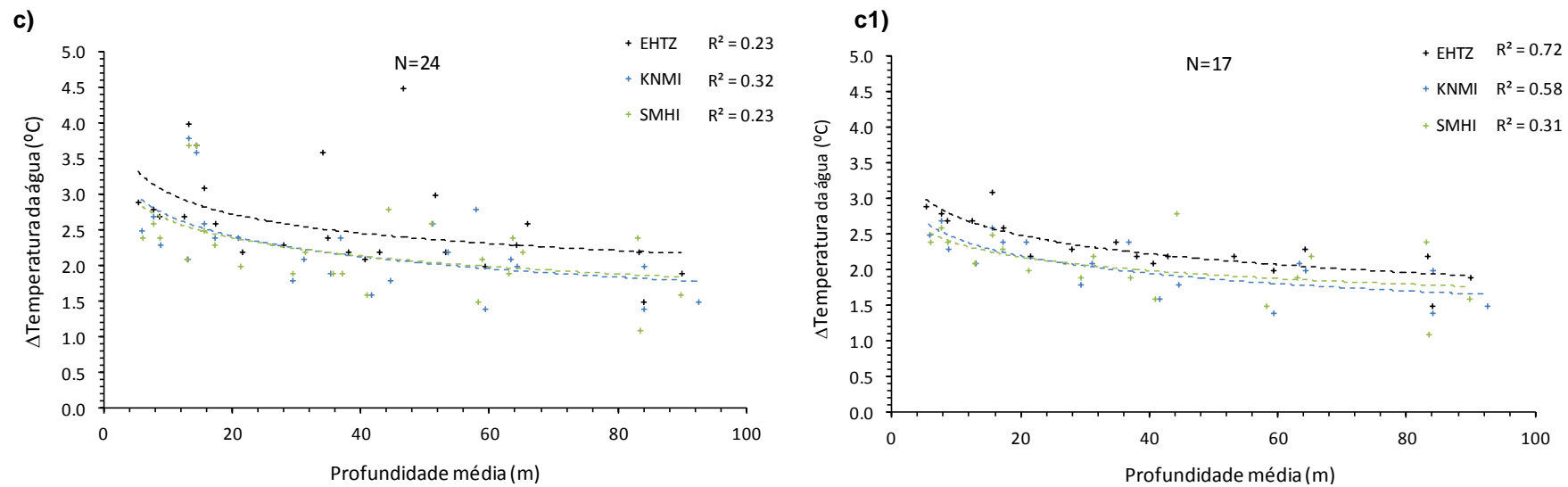


Figura 6.126 - Correlação da variação da temperatura da água das albufeiras com a profundidade média

Tendo como objectivo avaliar os resultados das simulações realizadas, compararam-se os resultados obtidos com a simulação das projecções climáticas para o período compreendido entre 2081 e 2100 com os resultados obtidos com a abordagem metodológica que se baseia no incremento da temperatura do ar. Assim, tendo como base o incremento médio de 4.6°C determinado pelas projecções climáticas obtidas com os modelos ETHZ, KNMI e SMHI e tendo presente que, em função dos pressupostos assumidos, os valores obtidos com a metodologia que se baseia no incremento da temperatura do ar devem ser considerados majorantes, calcularam-se os valores que se encontram no Quadro 6.26. Os resultados obtidos dão robustez ao estudo realizado e permitem estabelecer dois valores de referência para o estudo das potenciais alterações que podem surgir nestes ecossistemas.

Quadro 6.26 – Comparação dos resultados obtidos com as duas abordagens metodológicas consideradas

Metodologia	Variação média dos valores mais elevados da temperatura da água (°C)	Valor médio da variação máxima anual do número de dias de estratificação térmica (dias)
Incremento da temperatura do ar	3.8	35
Simulação das projecções climáticas obtidas para 2081- 2100	3.4	40

6.4.5 – A influência da morfologia na variação da temperatura da água de lagos e de albufeiras

As características físicas com mais influência no regime térmico das massas de água interiores são o volume, a área superficial e a profundidade média. A relação de proporcionalidade existente entre estas grandezas é comum a um grande número de lagos e albufeiras. Na Figura 6.127, pode observar-se a correlação obtida tendo como base a geometria das albufeiras simuladas no presente estudo. Em função destas correlações, pode concluir-se que a definição de uma geometria padrão, gerada em função da relação existente entre estas variáveis, poderá ser uma solução válida para a simulação unidimensional da temperatura da água de sistemas sobre os quais apenas se conhece a área superficial, com o objectivo de se melhorar a fiabilidade dessas simulações.

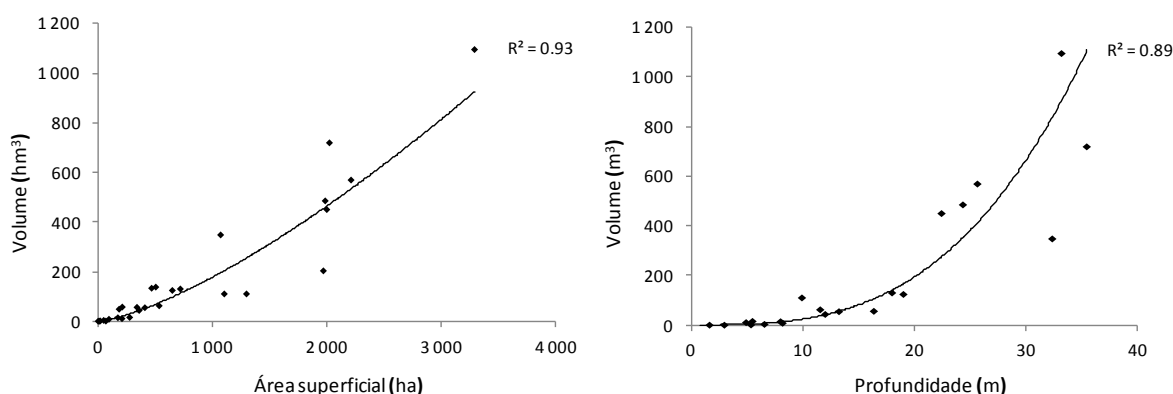


Figura 6.127 - Correlação entre o volume ao NPA e a área superficial ao NPA; correlação entre a profundidade média e o volume ao NPA de cada uma das albufeiras.

A morfologia, as condições climáticas e a afluência/efluência de caudais são determinantes na definição do regime térmico de cada massa de água, quer se trate de um lago ou de uma albufeira. Tendo como objectivo avaliar a contribuição relativa de cada uma destas variáveis, compararam-se os resultados obtidos com a simulação dos seguintes cenários:

- a) Cenário **Ref** – correspondente à simulação com o modelo CE-QUAL-W2 da situação de referência de todas as albufeiras estudadas, definida para o período temporal compreendido entre 1989 e 2008;
- b) Cenário **Ref1** – difere do cenário Ref pelo facto de se ter admitido que todas as albufeiras são forçadas com as mesmas variáveis meteorológicas, durante o período temporal compreendido entre 1989 e 2008. As variáveis meteorológicas consideradas correspondem aos valores utilizados para caracterizar a albufeira de Cabril, localizada na região centro do país;
- c) Cenário **B (VolC)** – difere do cenário **Ref1**, pelo facto de a simulação das albufeiras se ter realizado com um volume constante, sem a afluência/efluência de caudais. As variáveis meteorológicas consideradas correspondem igualmente aos valores utilizados para caracterizar a albufeira de Cabril, o que corresponde à homogeneização das condições meteorológicas que forçam as massas de água.

Nas figuras 6.128 a) a 6.131 a), pode observar-se o valor mínimo, médio e máximo da temperatura média anual da água, obtida para cada uma das massas de água em função de cada um dos cenários de simulação. Os valores de temperatura da água que se podem observar na Figura 6.128 a) correspondem ao valor médio obtido para todo o volume de água, sendo as restantes figuras 6.129 a) a 6.131 a), relativas aos valores obtidos à superfície, a meio da coluna de água e à profundidade máxima. Deve também referir-se que as albufeiras se encontram ordenadas em função do seu volume, da menor (albufeira de Penide) para a maior (albufeira de Alqueva). Tendo como objectivo avaliar a influência das características morfológicas no regime térmico de cada uma das massas de água, incluiu-se nas figuras 6.128 a 6.131, a correlação obtida entre os resultados inerentes ao cenário **B (VoIC)** e a profundidade de cada massa de água (figuras 6.128 b) a 6.131 b)).

Como se pode observar através da análise das figuras 6.128 a) a 6.131 a), a correlação existente entre os dois conjuntos de valores é, de acordo com o esperado, sempre menor quando se considera o cenário **Ref**, em função da influência dos caudais afluentes/efluentes. A unificação das condições meteorológicas definida pelo cenário **Ref1** aumentou os coeficientes de correlação, evidenciando assim a influência da variabilidade climática. O incremento mais significativo destes coeficientes surge com os resultados obtidos com o cenário **B (VoIC)**, demonstrando assim a relevância que os caudais afluentes/efluentes têm no regime térmico das albufeiras.

Como se pode observar nas figuras 6.128 b) a 6.131 b), existe uma boa correlação entre a temperatura mínima, máxima e média da água, obtida a diferentes profundidades (onde também se inclui o valor médio de toda a massa de água), e a profundidade de cada massa de água, com a excepção dos valores médios e máximos obtidos à superfície e à profundidade máxima, figuras 6.129 b) e 6.131 b), respectivamente. Deve referir-se que também se correlacionaram os valores de temperatura da água com o volume de cada massa de água, sendo os resultados semelhantes, mas evidenciando uma menos conseguida correlação entre os dois conjuntos de valores.

Os resultados obtidos com os cenários de simulação utilizados nesta análise permitiram concluir que quando os valores de caudal afluente/efluente tendem para zero:

- a) o valor mínimo de temperatura de todo o volume de água, tende a aumentar com o aumento do volume/profundidade das massas de água (Figura 6.128);
- b) o valor máximo da temperatura de todo o volume de água, tende a diminuir com o aumento do volume/profundidade das massas de água (Figura 6.128);
- c) o valor médio da temperatura de todo o volume de água, tende a diminuir com o aumento do volume/profundidade das massas de água (Figura 6.128);

Estas conclusões podem também ser retiradas dos valores obtidos à profundidade média e máxima. (figuras 6.130 e 6.131). Os resultados obtidos à superfície são semelhantes apenas quando se consideram os valores mínimos da temperatura da água; os valores máximos e médios da temperatura da água à superfície e em profundidade, não são correlacionáveis com a profundidade das massas de água (Figura 6.129).

Os resultados obtidos indicam que as massas de água de menor dimensão, mesmo as que apresentam estratificação térmica nos períodos mais quentes do ano, reagem com menor inércia ao forçamento meteorológico, atingindo mais facilmente os valores máximos e mínimos de temperatura da água, passíveis de ocorrer. Este facto é uma consequência da maior ou menor difusão de energia em profundidade, resultante da interacção não-linear existente entre a turbulência gerada pelo vento e a estabilidade dos gradientes de densidade da água.

A aplicabilidade desta conclusão é inversamente proporcional à dimensão/influência exercida pelo caudal afluente/efluente, sendo este factor mais relevante do que a dimensão dos sistemas, no regime térmico da massa de água. Nas figuras 6.128 a 6.131, pode também observar-se que a influência do caudal afluente/efluente é maior nas massas de água de maior dimensão, evidenciando a importância que o tempo de retenção pode ter no regime térmico de cada uma das massas de água.

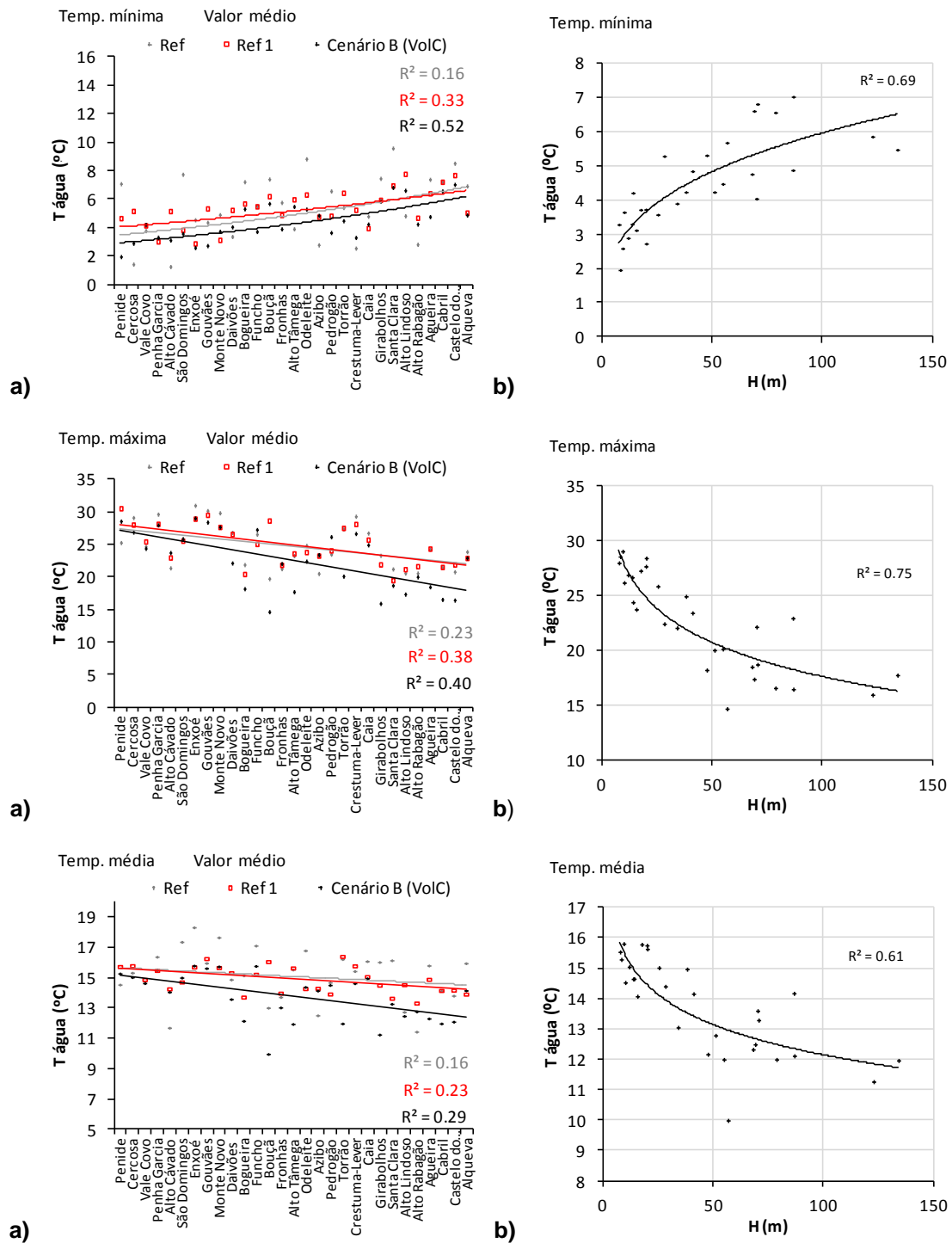


Figura 6.128 - Variação da temperatura da água – Valor médio em todo o volume de água (Cenários Ref, Ref1 e B (VolC))

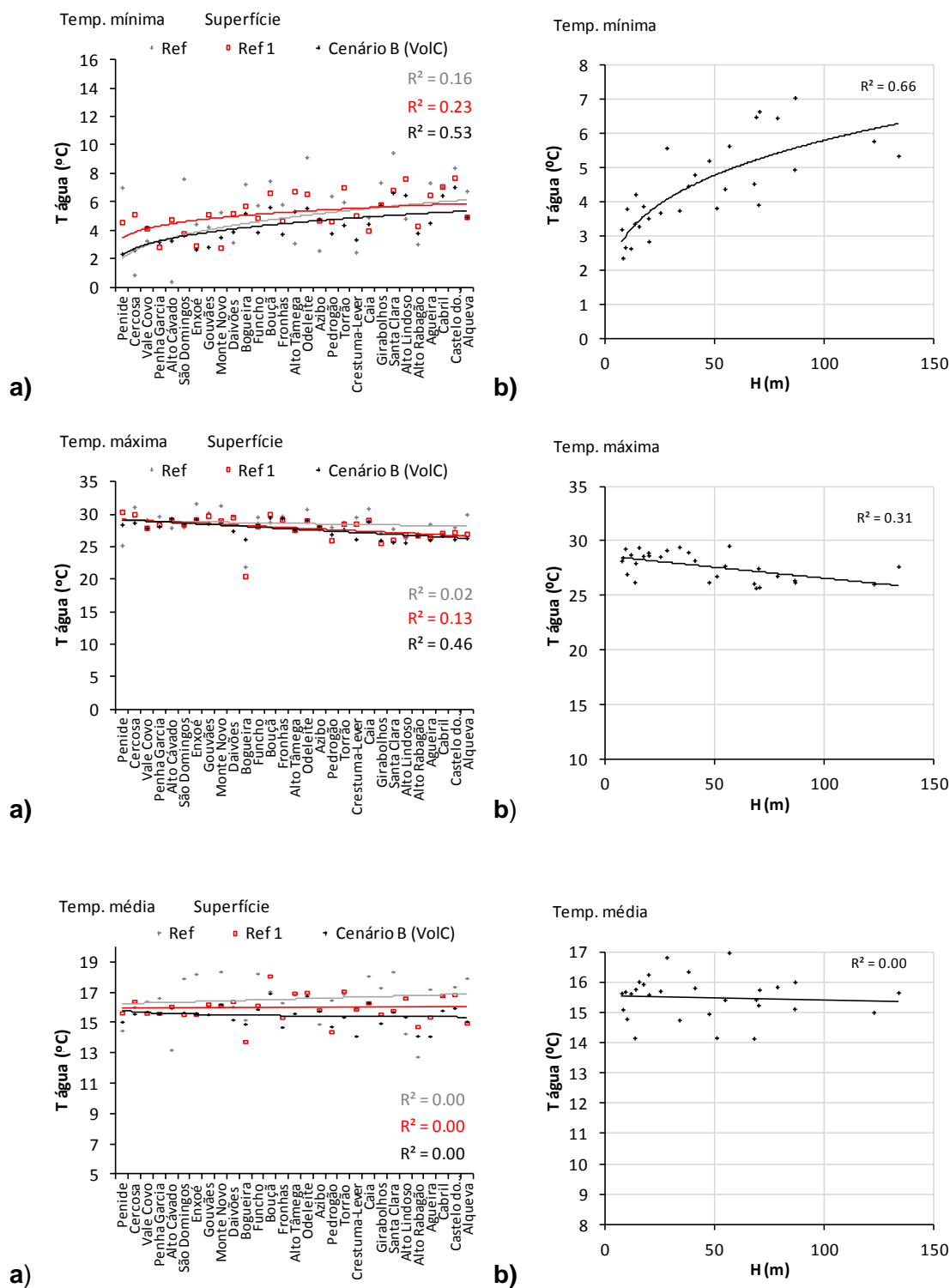


Figura 6.129 - Variação da temperatura da água – Superfície (Cenários Ref, Ref1 e B (VolC))

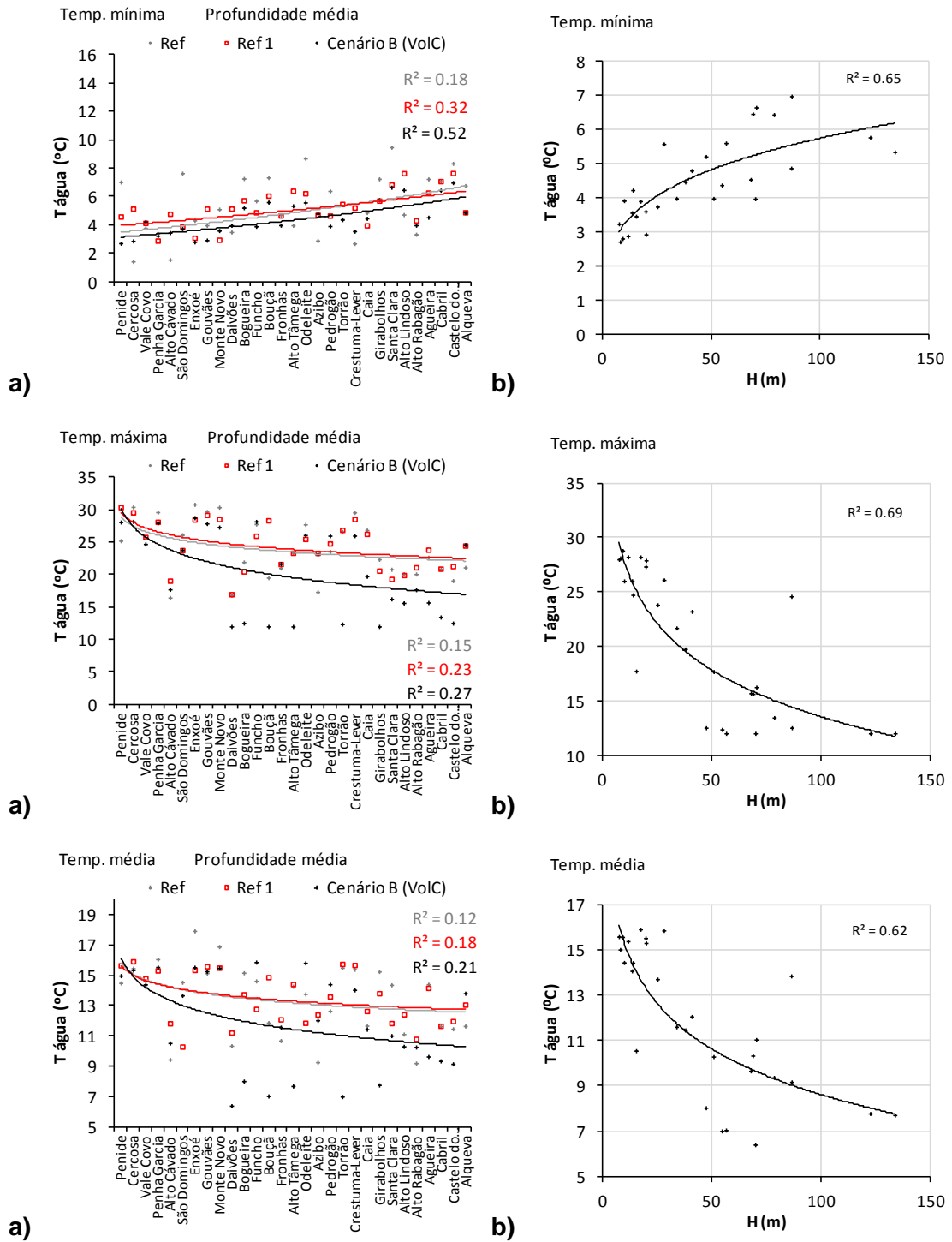


Figura 6.130 - Variação da temperatura da água – Meio (Cenários Ref, Ref1 e B (VolC))

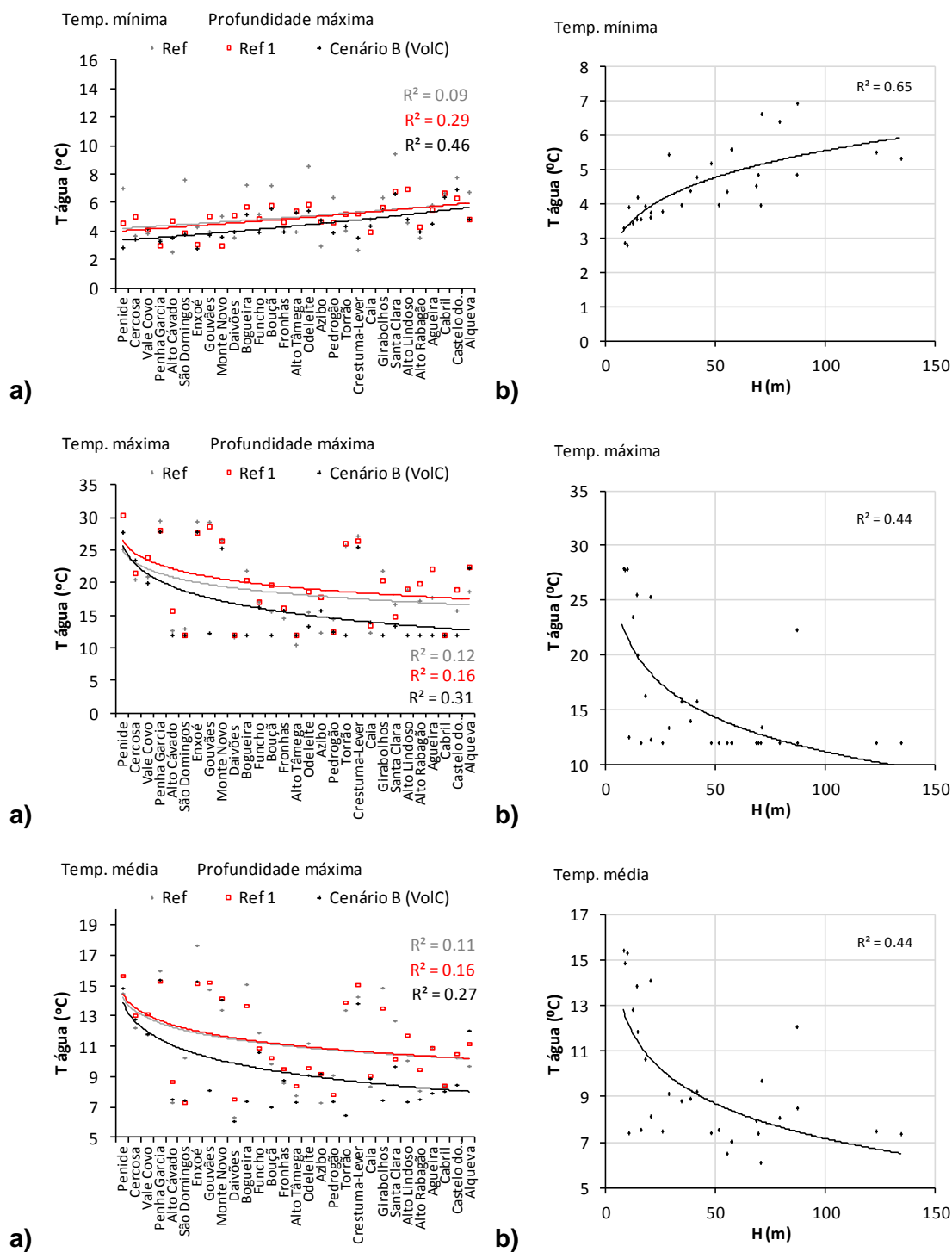


Figura 6.131 - Variação da temperatura da água – Fundo (Cenários Ref, Ref1 e B (VolC))

Tendo como objectivo avaliar a variação média da temperatura da água em função do incremento da temperatura do ar, considerando também algumas características morfológicas das massas de água como o volume, a profundidade e a área superficial, definiu-se uma abordagem metodológica que se baseia na avaliação da correlação existente entre estes parâmetros e os valores de temperatura da água obtidos com uma discretização diária à superfície, à profundidade média e máxima e quando se considera o valor médio de todo o volume de água, obtidos com a simulação do cenário A (**Base**) e do cenário B (**VoIC**). Nesta análise considerou-se a variação média anual da temperatura da água e a variação média que ocorre nos meses de Junho, Julho e Agosto.

Com o objectivo de diminuir a variabilidade associada à consideração simultânea de todas as massas de água, criaram-se seis grupos distintos, em função do volume, profundidade e número de Froude densimétrico: volume $<30 \text{ hm}^3$; volume $>30 \text{ hm}^3$; profundidade $<40 \text{ m}$; profundidade $>40 \text{ m}$; fracamente estratificadas e estratificadas.

No Quadro 6.27 pode observar-se as correlações lineares cujo coeficiente de determinação (R^2), é superior a 0.4. Nos quadros 6.28 a 6.35 do Anexo I, pode observar-se o coeficiente de determinação obtido para todas as combinações possíveis entre as características morfológicas consideradas e os cenários de simulação.

Quando se comparam os resultados obtidos com cada um dos cenários de simulação, verifica-se que as correlações lineares existentes entre a variação da temperatura da água obtidas com o cenário B (**VoIC**) e as características físicas das massas de água são, como era esperado, muito superiores às que se obteve com as simulações realizadas com o cenário A (**Base**). Este facto é mais evidente quando se considera a temperatura da água à superfície e nos meses usualmente mais quentes do ano, Junho, Julho e Agosto.

Como se pode observar no Quadro 6.27, a influência do caudal afluente/efluente é determinante nos resultados obtidos com o cenário A (**Base**), para o qual se obtiveram três fracas correlações, entre a variação da temperatura do ar e o volume das albufeiras com mais de 30 hm^3 , e a profundidade média das albufeiras com mais de 40 m de profundidade.

A análise realizada permitiu concluir que não existe uma boa correlação entre a variação anual da temperatura média da água (valor médio de temperatura obtido para todo o volume de água), determinada por ambos os cenários de simulação e o volume, profundidade e área superficial dos sistemas simulados. No entanto os resultados obtidos com o cenário B (**VoIC**), indicam que em função de um incremento da temperatura do ar, nos meses mais quentes do ano, quanto maior o volume da massa de água maior será a variação da temperatura de todo o volume da massa da água e a temperatura da água à superfície, (Figura 6.132).

Quadro 6.27 – Correlação linear entre os resultados obtidos com os cenários A (BASE) e B (VolC), e o volume, profundidade e área superficial dos sistemas simulados

Cenário A (BASE)		Profundidade			Volume								Área	
		H > 40 m			H > 40 m	V > 30 hm ³								
	Período temporal	Verão			Verão	Verão								
	Profundidade	Superfície			Superfície	Superfície								
	N	13			13	14								
	R ²	0.45			0.52	0.40								
Cenário B (VoIC)		Profundidade			Volume								Área	
		H < 40 m		V < 30 hm ³	H > 40 m		V > 30 hm ³		Estratificadas		Total		Total	H < 40 m
	Período temporal	Anual	Anual	Anual	Verão	Verão	Verão	Verão	Verão	Verão	Verão	Verão	Verão	Anual
	Profundidade	Valor médio	Prof. máxima	Valor médio	Prof. média	Prof. média	Valor médio	Superfície	Valor médio	Superfície	Valor médio	Superfície	Superfície	Superfície
	N	15	15	14	13	13	14	14	20	20	28	28	28	15
	R ²	0.50	0.48	0.46	0.54	0.44	0.49	0.67	0.54	0.64	0.49	0.71	0.52	0.46

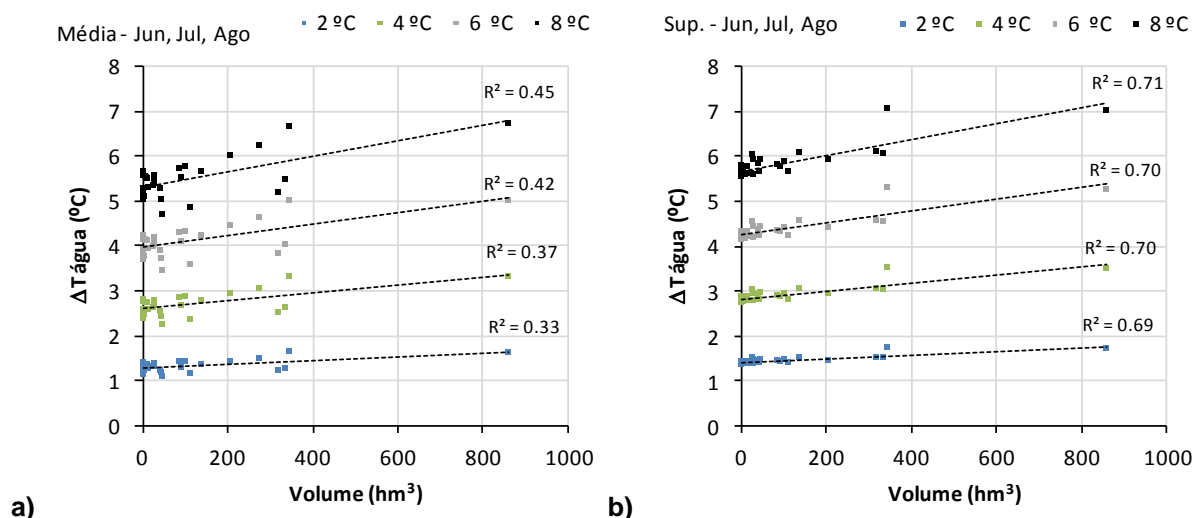


Figura 6.132 - Variação média nos meses de Junho, Julho e Agosto da temperatura média da água (valor médio de todo o volume de água) **a)**, e da temperatura à superfície **b)**, versus, o volume, Cenário B (**VoIC**)

Esta tendência surge também nos resultados obtidos com o cenário A (**Base**) (Figura 6.133), embora com coeficientes de determinação muito inferiores.

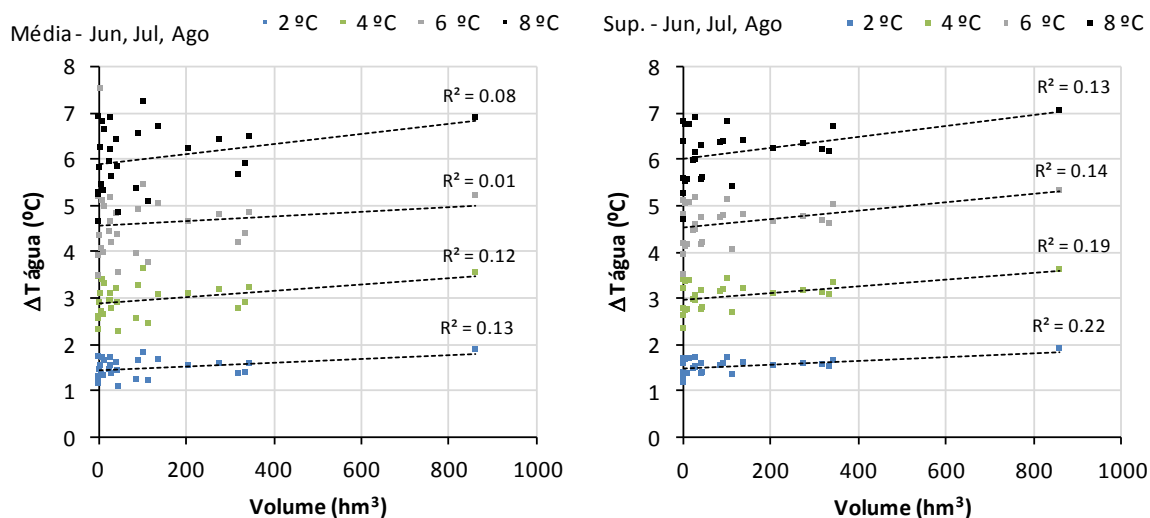


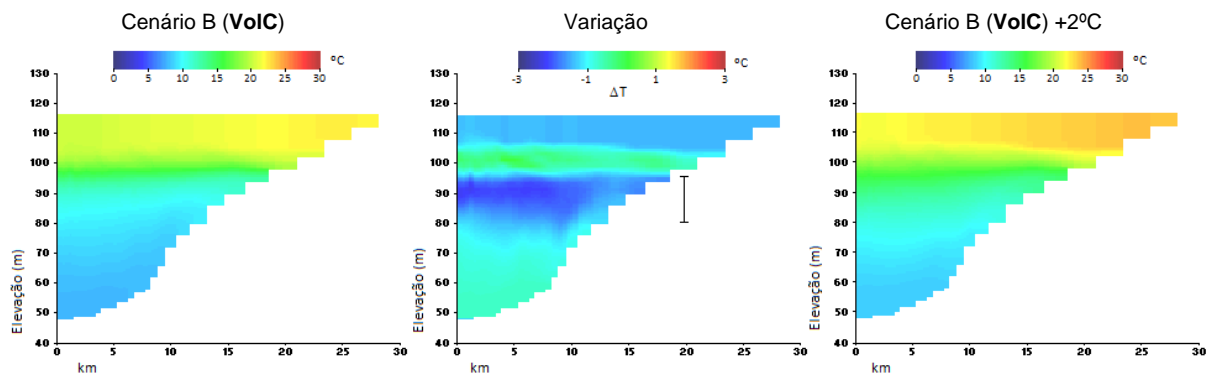
Figura 6.133 - Variação média nos meses de Junho, Julho e Agosto da temperatura média da água (valor médio de todo o volume de água) **a)**, e da temperatura à superfície **b)**, versus o volume, Cenário A (**BASE**)

A análise dos resultados obtidos com a simulação do Cenário B (**VoIC**), para as albufeiras de maior volume, permitiu concluir que o incremento da variação da temperatura da água, nos meses de Junho, Julho e Agosto, resulta do aumento da difusão de energia para a região superior do hipolímnio. Nas figuras 6.134 a 6.136, pode observar-se a temperatura da água, obtida para alguns dias do período de Verão, em três das maiores albufeiras, Aguireira, Cabril e Castelo do Bode, e em três das menores, Penide, Fronhas e Alto Cávado. A imagem localizada no centro de cada uma das figuras representa a variação da temperatura que ocorre entre o Cenário B (**VoIC**) e o mesmo cenário

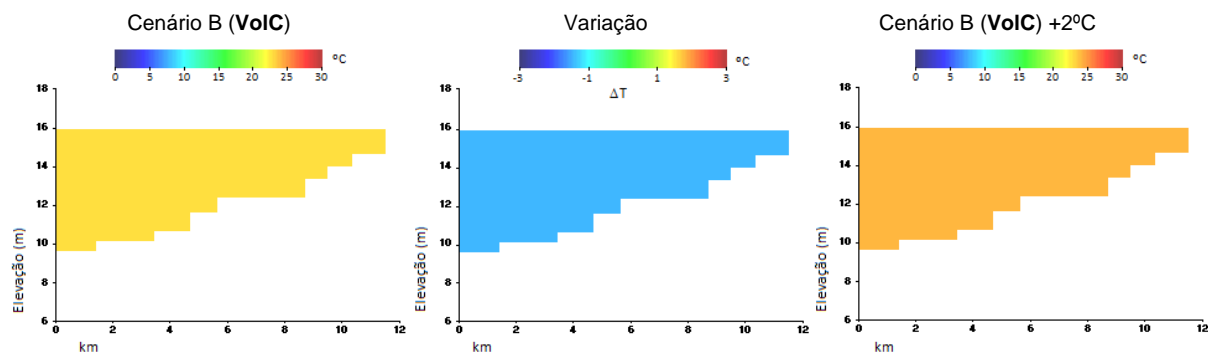
com um incremento da temperatura do ar de 2°C, (Cenário B (**VoIC**)+2°C). Como se pode observar, nas albufeiras de maior volume pode sempre identificar-se o referido incremento em profundidade da temperatura da água.

Este facto é também uma consequência da maior ou menor difusão de energia em profundidade, resultante da interacção existente entre a turbulência gerada pelo vento e a estabilidade dos gradientes de densidade da água. Nos períodos mais quentes do ano com a diminuição do caudal afluente às albufeiras, estes sistemas podem também apresentar a mesma evolução da temperatura da água na região superior do hipolímnio.

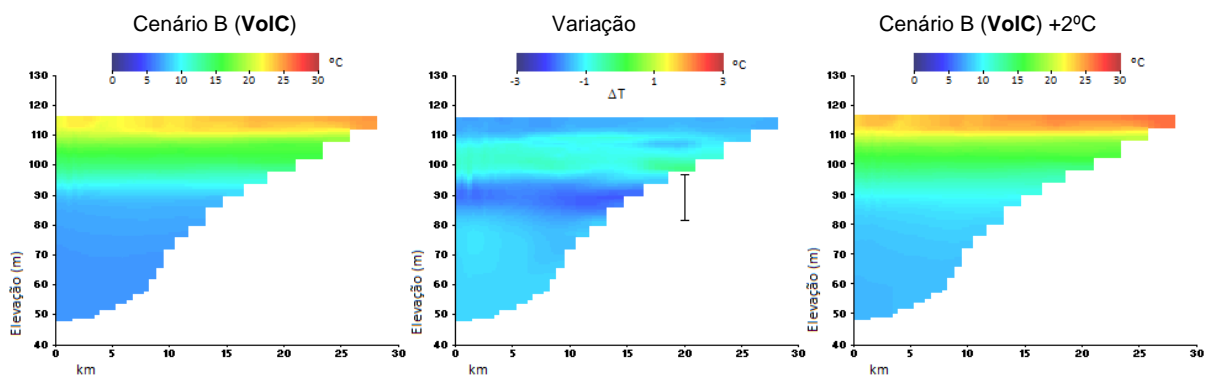
Albufeira da Aguieira - 27 de Agosto de 2000



Albufeira de Penide - 27 de Agosto de 2000



Albufeira da Aguieira - 11 de Junho de 2006



Albufeira de Penide - 27 de 11 de Junho de 2006

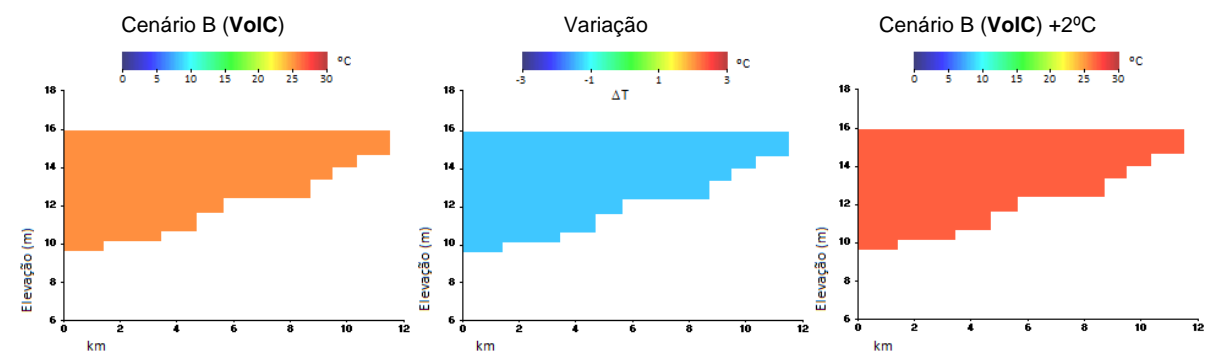
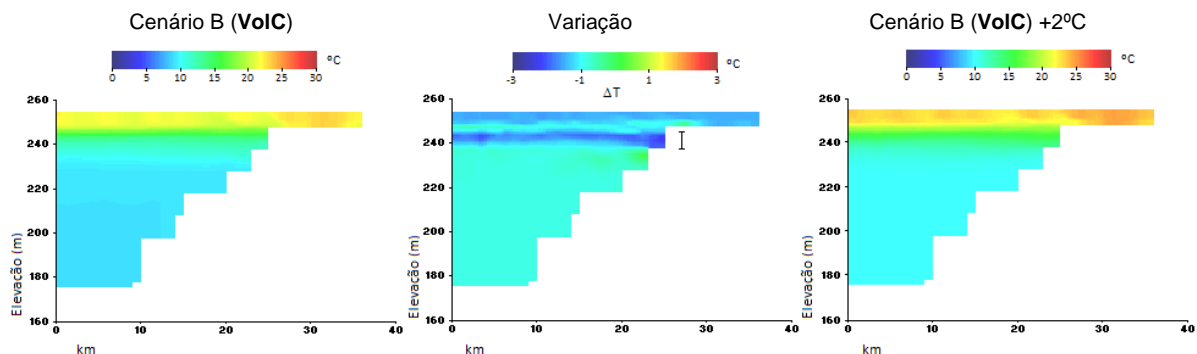
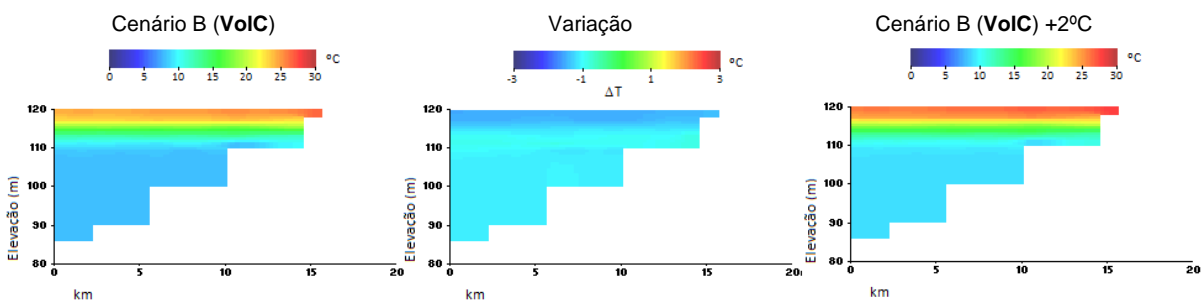


Figura 6.134 - Albufeiras da Aguieira e de Penide - Variação da temperatura da água – Cenários B (Ref) e Cenário B (VoIC)

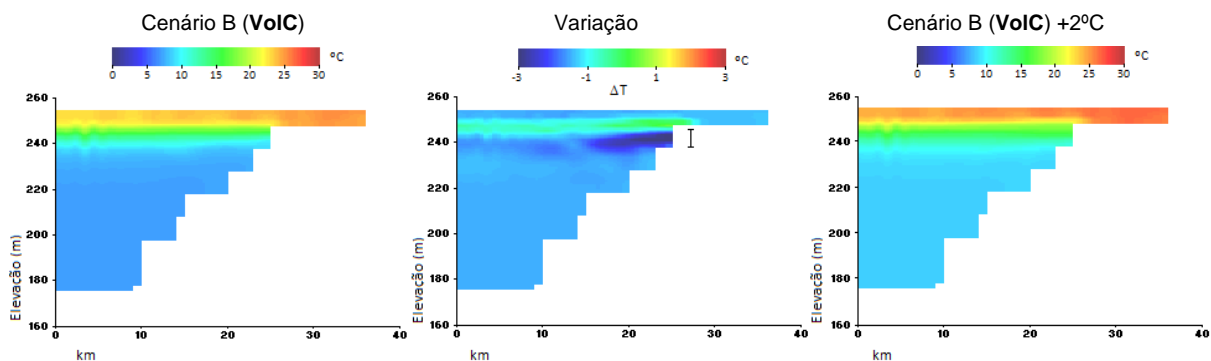
Albufeira de Cabril - 14 de Junho de 1989



Albufeira de Fronhas - 14 de Junho de 1989



Albufeira de Cabril - 11 de Junho de 2006



Albufeira de Fronhas - 27 de 11 de Junho de 2006

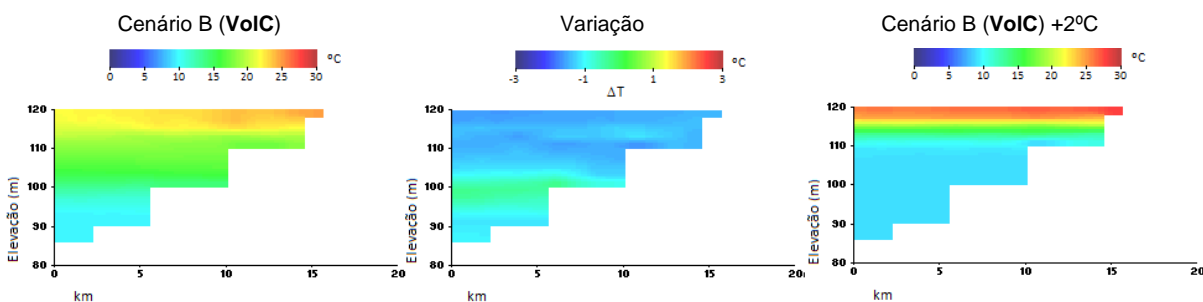
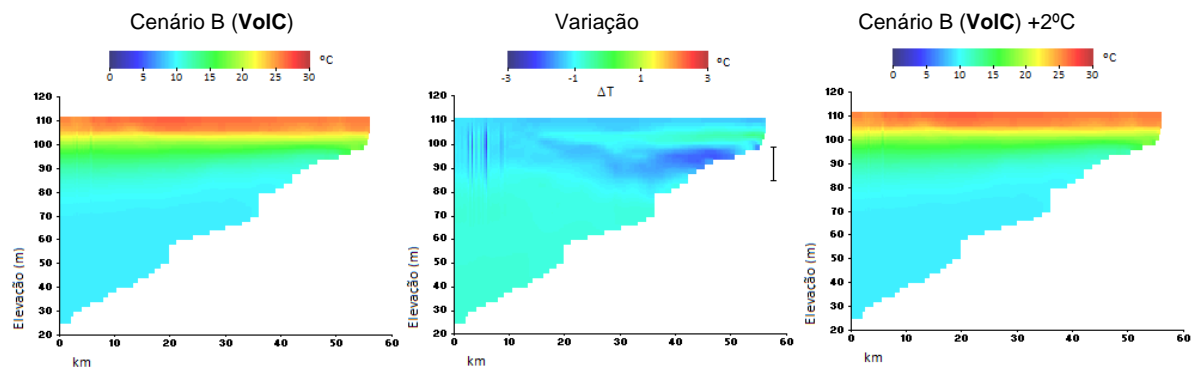
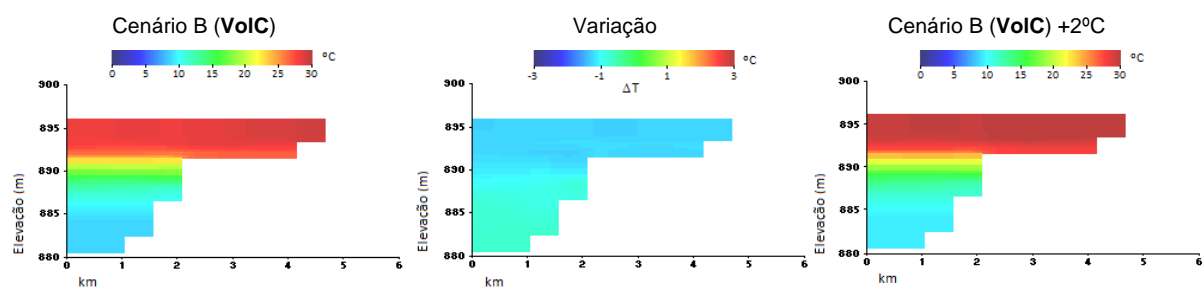


Figura 6.135 - Albufeiras de Cabril e de Fronhas - Variação da temperatura da água – Cenários B (Ref) e Cenário B (VoIC)

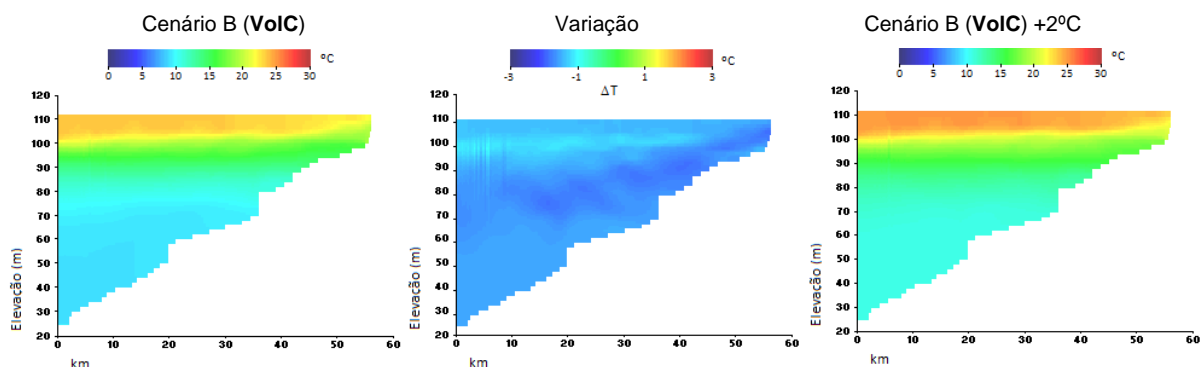
Albufeira de Castelo do Bode - 22 de Julho de 1989



Albufeira do Alto Cávado - 22 de Julho de 1989



Albufeira de Castelo do Bode - 24 de Agosto de 2004



Albufeira do Alto Cávado - 24 de Agosto de 2004

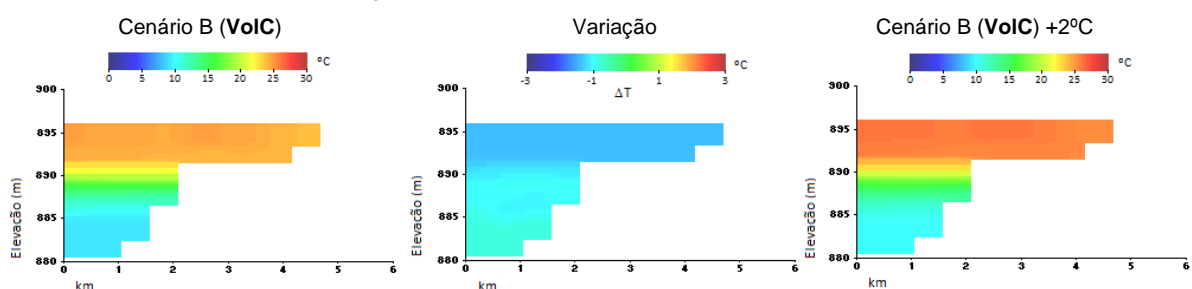


Figura 6.136 - Albufeiras de Castelo do Bode e do Alto Cávado - Variação da temperatura da água – Cenários B (Ref) e Cenário B (VoIC)

7 – CONCLUSÕES E SUGESTÕES PARA PROSSEGUIMENTO DOS ESTUDOS

7.1 – CONCLUSÕES

Actualmente, o aquecimento do planeta e as consequentes alterações climáticas são aceites pela generalidade da comunidade científica. As alterações climáticas observadas durante o século XX, e na primeira década do século XXI, provocaram alterações em diversos ecossistemas, entre os quais se encontram os sistemas lacustres. A caracterização da evolução da temperatura da água e do teor em oxigénio dissolvido, realizada em todas as albufeiras estudadas e que possuem dados de qualidade da água disponibilizados pelo SNIRH, permitiu concluir que em 74% dessas albufeiras ocorreu um incremento médio da temperatura da água à superfície de 1.0°C, e em 52% das albufeiras uma redução da concentração de OD de 0.8 mg.L⁻¹, de acordo com a comparação entre o período de 1982 a 1999 e o período de 2000 a 2012.

A definição de medidas de adaptação às alterações climáticas, em diferentes escalas espaciais, são essenciais para a salvaguarda dos sistemas ecológicos. No entanto, as projecções climáticas que constituem a base da avaliação e da consequente definição de medidas de adaptação têm um elevado grau de incerteza associado à sua estimativa, de acordo com o que seria expectável quando se considera a complexidade do sistema climático e, em particular, de alguns processos de difícil conceptualização, como a formação de nuvens e a incerteza associada aos fluxos de carbono. Considera-se, por isso, que a avaliação do potencial efeito que as alterações climáticas podem determinar em qualquer sistema natural deve basear-se, sobretudo, na simulação do “worst case scenario”, que permita prever potenciais alterações que possam surgir na evolução dos sistemas naturais. Muitas destas alterações podem resultar da conjugação de diferentes variáveis, que podem ou não estar dependentes das alterações climáticas, como por exemplo o uso do solo e a evolução demográfica. Assim, considera-se que quanto maior for o número de cenários simulados, maior será a probabilidade de se identificarem padrões evolutivos dos sistemas naturais.

As séries de valores de temperatura do ar e de precipitação obtidas com os modelos climáticos considerados no estudo desenvolvido, projectam aumentos substanciais de temperatura do ar e alterações significativas dos valores de precipitação na região onde se insere Portugal, até ao fim do século XXI. Os resultados obtidos com os modelos ETHZ, KNMI e SMHI, projectam um incremento médio anual da temperatura do ar de 4.6°C e, em termos de total anual, perspectivam uma diminuição da precipitação que, no final do século XXI, deverá ser de aproximadamente 25% no Sul do País, variando entre 11% e 17% no Norte e Centro de Portugal, respectivamente. Os resultados obtidos com a simulação dos cenários climáticos projectados para o final do século XXI, permitiram concluir que a temperatura da água das albufeiras localizadas em Portugal continental sofrerá um incremento médio de 2.4°C, e uma redução média de 0.47 mg.L⁻¹ dos valores da concentração de OD. A análise realizada permitiu também concluir que, em média, os valores máximos e mínimos da

temperatura da água terão um incremento de 3.4°C e de 2.0°C, respectivamente. O número de dias de estratificação térmica em cada ano deverá aumentar, atingindo esse aumento um valor máximo de 40 dias, de acordo com a média dos resultados inerentes a todas as albufeiras submetidas a simulação.

Os cenários climáticos projectados para o final do século XXI deverão determinar alterações significativas do regime térmico das albufeiras nacionais, em função da conjugação do incremento da temperatura do ar com a diminuição dos valores do escoamento afluente. Os instrumentos de planeamento, bem como os legislativos, deverão considerar a necessidade de contemplar medidas de adaptação às modificações quantitativas e qualitativas que, no futuro, poderão afectar as reservas disponíveis de água doce. Considera-se que o volume mínimo de armazenamento a definir para cada albufeira deve ser alvo de um estudo aprofundado, que estabeleça valores de referência que possam minimizar os efeitos decorrentes das alterações climáticas, quer em termos quantitativos, quer em termos qualitativos, de formas a que essas massas de água possam continuar a garantir os seus actuais usos.

As principais conclusões do trabalho desenvolvido são em seguida sistematizadas:

O modelo unidimensional de difusão turbulenta, desenvolvido no âmbito do estudo realizado, simula de forma muito satisfatória a evolução da temperatura da água dos sistemas simulados. Assim, considera-se que a sua integração em modelos regionais de simulação climática poderá melhorar a estimativa dos fluxos superficiais de energia e, conseqüentemente, os resultados das simulações climáticas regionais e locais. Considera-se que a parametrização da energia transportada pelo escoamento afluente/efluente a uma albufeira, através do incremento do fluxo superficial de energia, correlacionado com a dimensão da área da bacia hidrográfica e a profundidade média de cada albufeira, constitui uma alternativa válida para a parametrização destes sistemas nos modelos regionais de simulação do clima.

As correlações obtidas entre o volume, a área superficial e a profundidade média das albufeiras consideradas, permitiram concluir que a definição de uma geometria padrão, gerada em função da relação existente entre estas variáveis, poderá ser uma solução válida para a simulação unidimensional da temperatura da água de sistemas sobre os quais apenas se conhece a área superficial, com o objectivo de se melhorar a fiabilidade dessas simulações. Deve também referir-se que o modelo unidimensional desenvolvido é adequado à simulação deste tipo de sistemas, pelo facto da calibração do modelo se realizar, no essencial, em função do volume e da profundidade média das massas de água.

A abordagem metodológica suportada no incremento da temperatura média diária do ar, permitiu estabelecer majorantes para a evolução dos valores da temperatura da água e da concentração de OD, para as albufeiras estudadas. Com efeito, o incremento dos valores de temperatura do ar de 2°C,

4°C, 6°C e 8°C, determinou um incremento médio da temperatura da água de todas as albufeiras de, 1.6°C, 3.2°C, 4.9°C e de 6.5°C, respectivamente, bem como uma concomitante redução do valor médio da concentração de OD de 0.35 mg.L⁻¹, 0.73 mg.L⁻¹, 0.97 mg.L⁻¹ e 1.20 mg.L⁻¹.

A mesma metodologia, conjugada com potenciais alterações nos valores do escoamento superficial, permitiu também quantificar a evolução dos valores de temperatura da água e da concentração de OD a diferentes profundidades. Para um dado incremento do valor da temperatura média do ar, verificou-se e quantificou-se uma maior redução da concentração de OD junto ao fundo das massas de água em situações de redução do escoamento superficial, comparativamente com a situação em que foi considerado um incremento do valor de escoamento superficial.

Os resultados obtidos permitiram também concluir que o incremento médio da temperatura da globalidade das massas de água, nas albufeiras fracamente estratificadas, é superior em todos os cenários de simulação ao incremento observado nas albufeiras estratificadas. Concluiu-se também que a redução dos valores de OD é sempre superior nas albufeiras estratificadas, sendo mais intensa a meio da coluna de água. Assim, demonstrou-se a influência que o aumento do número de dias em que as albufeiras se encontram termicamente estratificadas pode determinar na concentração de OD. A análise realizada permitiu também evidenciar o importante efeito da afluência/efluência de caudal, na redução do número de dias em que ocorre estratificação térmica, verificando-se que quanto menor o escoamento superficial afluente/efluente maior é o número de dias de estratificação térmica das massas de água.

De facto, a conjugação do incremento da temperatura do ar e da redução do escoamento afluente, teve um efeito significativo no regime térmico das massas de água. A título de exemplo, o incremento de 2°C da temperatura do ar determinou um aumento do número de dias em que as massas de água se encontram estratificadas, tendo-se observado um incremento médio de sete dias por ano e um máximo de 20 dias por ano.

Os resultados obtidos com a simulação dos cenários climáticos projectados para o período final do século XXI, permitiram concluir que, apesar da incerteza introduzida pela variabilidade climática e pelo escoamento afluente/efluente, é possível encontrar correlações significativas entre a variação da temperatura da água e as principais características morfológicas das albufeiras. Assim, concluiu-se que apesar do elevado grau de artificialização destas massas de água, a variação média da temperatura da água nas albufeiras de menor dimensão, em termos de volume, profundidade média e área superficial, deverá ser superior à que será observada nas albufeiras de maior dimensão. As massas de água de menor dimensão, mesmo as que apresentam estratificação térmica nos períodos mais quentes do ano, reagem com menor inércia ao forçamento meteorológico, atingindo mais facilmente os valores máximos e mínimos de temperatura da água, passíveis de ocorrer de acordo com os cenários adoptados.

Em situações climáticas extremas os períodos de estratificação térmica, característicos dos meses mais quentes do ano, podem ser substituídos por períodos de homogeneização térmica a temperaturas elevadas, em função da diminuição do volume armazenado nas albufeiras e do incremento da temperatura do ar.

A avaliação da influência da morfologia na variação da temperatura da água de lagos e de albufeiras, permitiu concluir que, quando se consideram condições meteorológicas idênticas, verifica-se que existe uma boa correlação entre a temperatura da água e a profundidade/volume das massas de água lânticas. Existe uma tendência para que quanto maior a profundidade/volume de uma massa de água lântica, menor será o valor médio e máximo da temperatura da água e maior será o seu valor mínimo, indiciando que quanto maior a profundidade/volume da massa de água, maior será também a sua resiliência face a alterações das condições meteorológicas.

O estudo desenvolvido permitiu também concluir que, nos meses mais quentes do ano, em que as massas de água lânticas se encontram estratificadas e, por isso, termicamente mais estáveis, o aumento da temperatura da água, em função de um incremento na temperatura do ar, poderá ser mais elevado na região superior do hipolímnio, sendo que este efeito deverá mais evidente em massas de água mais profundas.

7.2 - SUGESTÕES PARA PROSSEGUIMENTO DOS ESTUDOS

A simulação matemática do regime térmico de lagos e de albufeiras depende da evolução de um leque alargado de áreas do conhecimento, estando por isso em constante desenvolvimento. Este facto, conjugado com a complexidade ecológica dos sistemas lacustres, permite definir diferentes vias para o desenvolvimento de trabalhos de investigação.

No que se refere ao desenvolvimento do trabalho realizado neste estudo, prevê-se que a parametrização do modelo unidimensional seja modificada com o objectivo de incluir o arrefecimento da camada superficial e a consequente formação de uma cobertura de gelo, que caracteriza o regime térmico dos lagos localizados no Norte da Europa. Adicionalmente, deverão ser testadas diferentes alternativas à parametrização da difusão turbulenta vertical, que define o processo de erosão da estratificação térmica, que ocorre no final do Verão.

Em conjunto com o Instituto Dom Luiz, perspectiva-se o desenvolvimento de novos cenários de simulação do regime térmico de lagos e de albufeiras, em função da simulação de projecções climáticas obtidas para Portugal continental, com um modelo climático regional. Para a definição destes cenários de simulação serão testadas novas abordagens metodológicas, com o objectivo de melhorar a definição dos valores de temperatura da água que caracterizam a condição inicial dos cenários de simulação, baseados em projecções climáticas futuras. Pretende-se também avaliar a

influência do arrefecimento evaporativo no erro associado à estimativa de correlações entre os valores da temperatura do ar e da temperatura de linhas de água, afluentes às massas de água lênticas. Adicionalmente, deverão ser avaliadas as diferenças inerentes à consideração de um modelo de precipitação-escoamento, para a estimativa das afluências às massas de água, relativamente à abordagem metodológica, adoptada neste estudo.

Em paralelo com a evolução do estudo dos potenciais efeitos que as alterações climáticas podem determinar na estrutura térmica de lagos e albufeiras, deverá ser melhorada a simulação dos valores da concentração de OD, em função da avaliação de outros parâmetros descritores da qualidade da água, tais como os nutrientes, o pH e a biomassa algal. Face à melhoria da simulação dos valores da concentração de OD, será também possível avaliar os parâmetros com maior influência sobre os valores da concentração deste parâmetro. Este futuro trabalho de investigação surge como consequência dos resultados obtidos durante a realização do presente estudo, segundo os quais a variação dos valores de OD em função do incremento da temperatura do ar é inferior nas albufeiras que apresentam uma reduzida tendência para a estratificação térmica, apesar da variação dos valores de temperatura da água ser superior nas albufeiras que apresentam fortes períodos de estratificação térmica.

8 - BIBLIOGRAFIA

- Adams, Jonathan; Maslin, Mark; Thomas, Ellen (1999) - Sudden climate transitions during the Quaternary. *Progress in Physical Geography* 23,1 (1999), 1-36.
- Adrian, R.; O'Reilly C. M.; Zagarese H.; Baines S. B.; Hessen D. O.; Keller B.; Livingstone, D. M.; Sommaruga, R.; Straile, D.; Van Donk, E.; Weyhenmeyer, G. e Winder, M., (2009) - Lakes as sentinels of climate change. *Limnol. Oceanogr.* 54, 2283-2297 (6, part 2).
- Almeida, M.; Coelho, M. P.; Santos, M. C. R. e Carmona, A. (n/p) - Simulation of water temperature in Lake Furnas, Azores. A shallow and artificially aerated Lake with a dense population of cyanobacteria.
- Akiyama, J. e Stefan, H. G. (1984) - Plunging flow into a reservoir: Theory. *Journal of Hydraulic Engineering*, Vol. 110, N.º 4.
- Ammann, C. M. e Wahl, E. R. (2007) - The importance of the geophysical context in statistical evaluations of climate reconstruction procedures. *Climatic Change*, Vol. 85, 71-88. doi: 10.1007/s10584-007-9276-x.
- Antonopoulos, V. Z. e Gianniou, S. K. (2003) - Simulation of water temperature and dissolved oxygen distribution in Lake Vegoritis, Greece. *Ecological Modeling*, 160 (2003), 39-53.
- Arheimer, B.; Andréasson, J.; Fogelberg, S.; Johnsson, H.; Pers, C. B. e Persson, K. (2005) - Climate Change Impact on Water Quality: Model results from Southern Sweden. *Ambio*. Vol. 34, N.º 7.
- Arvola, L.; George, G.; Livingstone, D. M.; Järvinen, M.; Blenckner, T.; Dokulil, M.; Jennings, E.; NicAongusa, C.; Nöges, P.; Nöges, T. e Weyhenmeyer, G. (2010) - The Impact of Climate Change on European Lakes, *Aquatic Ecology Series 4*, Springer Science+Business Media B.V. 85-101. DOI 10.1007/978-90-481-2945-4_6.
- Atlas do Ambiente (1988) - Notícia explicativa I.3, Radiação Solar. Secretaria de Estado do Ambiente e Recursos Naturais, Lisboa.
- Austin, J. A. e Colman, S. M. (2007) - Lake Superior summer water temperatures are increasing more rapidly than regional air temperatures: a positive ice-albedo feedback. *Geophys. Res. Lett.* 34.
- Balsamo, G.; Dutra E.; Stepanenko, V.; Viterbo P.; Miranda, P.; Mironov D. (2010) - Deriving an effective lake depth from satellite lake surface temperature data: a feasibility study with MODIS data. *Boreal environmental Research*, 15: 178-190

- Bates, B. C.; Kundzewicz, Z. W.; Wu, S. E. Palutikof, J. P. (2008) - Climate Change and Water. Technical Paper of the Intergovernmental Panel on Climate Change, IPCC Secretariat, Geneva.
- Bauer, E.; Claussen, M.; Brovkin, V. e Huenerbein, A. (2003) - Assessing climate forcings of the Earth system for the past millennium. *Geophys. Res. Lett.*, 30(6), 1276.
- Bélanger, M.; El-Jabi, N., Caissie, D.; Ashkar, F. e Ribí, J. M. (2005) - Estimation de la température de l'eau de rivière en utilisant les réseaux de neurones et la régression linéaire multiple. *Revue des sciences de l'eau / Journal of Water Science*, Vol. 18, N.º 3, 2005, 403-421.
- Belolipetsky, P. V.; Belolipetskii, V. M.; Genova S. N.; Mooij, W. M. (2010) - Numerical modeling of vertical stratification of Lake Shira in summer. *Aquat Ecol*, 44:561-570.
- Bender, M. D.; Kubitschek, J. P. e Vermeyen, T. B. (2007) - Temperature Modeling of Folsom Lake, Lake Natoma, and the Lower American River. U.S. Department of the Interior. Special Report, Sacramento County, California.
- Bengtsson, L.; Semenov, V. e Johannessen, O. (2004) - The early twentieth century warming in the arctic - A possible mechanism, *J. Clim.*, 17(20), 4045-4057.
- Berger, André L. (1978) - Long-Term variations of daily insolation and Quaternary climatic changes. *Journal of the Atmospheric Sciences*, Vol. 35.
- Bertrand, C.; Loutre, M.F.; Crucifix, M. e Berger, A. (2002) - Climate of the last millennium: a sensitivity study. *Tellus*, 54A(3), 221-244.
- Benyahya, Loubna; St-Hilaire, André; Quarda, Taha B.M.J.; Bobée, Bernard e Ahmadi-Nedushan, Behrouz (2007a) - Modeling of water temperatures based on stochastic approaches: case study of the Deschutes River. *Journal of Environmental Engineering and Science*, Volume 6, Number 4, 437-448.
- Benyahya, Loubna; St-Hilaire, André; Quarda, Taha B. M. J.; Bobée, Bernard e Dumas J. (2007b) - Comparison of non-parametric and parametric water temperature models on the Nivelle River, France. *Hydrological Sciences Journal*, Vol. 53.
- Benyahya, L.; Caissie D., St-Hilaire, A.; Quarda, Taha B.M.J. e Bobée B. (2008) - A Review of Statistical Water Temperature Models. *Canadian Water Resources Journal*, Vol. 32(3), 179-192. Canadian Water Resources Association.

- Birge, E.A. (1897) - Plankton studies on Lake Mendota. The crustacea from the plankton from July, 1894, to December, 1896. Transactions of the Wisconsin Academy of Science, Arts and Letters, 11, 274-448.
- Blenckner, T. (2005) - A conceptual model of climate related effects on lake ecosystems, *Hydrobiologia*, 533, 1-14.
- Blumberg, A. F. e Di Toro, D. M. (1990) - Effects of climate warming on dissolved oxygen concentrations in Lake Erie. *Trans. Am. Fish. Soc.*, 119: 210-223.
- Bonacci, O.; Trninic, D. e Roje-Bonacci, T. (2007) - Analyses of water temperature regime at Danube and its tributaries in Croatia. *Geophysical Research Abstracts*, Vol. 9.
- Bonan, G. B. (1995) - Sensitivity of a GCM simulation to inclusion of inland water surfaces. *J. Climate*, 8, 2691-2704.
- Bony, S.; Colman, R.; Kattsov, V. M.; Allan, R. P.; Bretherton, C. S.; Dufresne, J. L.; Hall, A.; Hallegatte, S.; Holland, M. M.; Ingram, W.; Randall, D. A.; Soden, B. J.; Tselioudis, G. e Webb, M.J. (2006) - How well do we understand and evaluate climate change feedback processes? *Journal of Climate*, Vol. 19. 3445-3482.
- Bowden, K. F. e Hamilton, P. (1975) - Some experiments with a numerical model of circulation and mixing in a tidal estuary. *Estuarine and Coastal Marine Science*, 3, 281-301.
- Box, G. E. P.; Jenkins, G. M. e Reinsel, G. C. (1976) - Time series analysis, forecasting and control. Third Edition. Holden-Day.
- Breemen, A. N. e Kok, G. J. G. (1980) - Thermal stratification and deep man-made lakes: an evaluation of a predictive model. *Aquatic Ecology*, Vol. 14, N.º 3, 158-168.
- Briffa, K. R. (2000) - Annual climate variability in the Holocene: interpreting the message of ancient trees. *Quat. Sci. Rev.*, 19(1-5), 87-105.
- Briffa, K. R.; Osborn, T. J.; Schweingruber, F. H.; Harris, I. C.; Jones, P. D.; Shiyatov, S. G. e Vaganov, E. A. (2001) - Low-frequency temperature variations from a northern tree ring density network. *J. Geophys. Res.*, 106(D3), 2929-2941.
- Briffa, K. R.; Osborn, T. J. e Schweingruber, F. H. (2004) - Large-scale temperature inferences from tree rings: a review. *Global Planet. Change*, 40(1-2), 11-26.

- Bruder, S. R. (2012) - Prediction of spatial-temporal distribution of algal metabolites in Eagle Creek reservoir, Indianapolis. Master of Science Thesis in the Department of Earth Sciences, Indiana University.
- Burn, D. H. e Simonovic, S. P. (1996) - Sensitivity of reservoir operation performance to climatic change. *Water Resources Management*, 10: 463-478.
- Caissie, D.; El-Jabi, N. e Satish, M. G. (2001) - Modelling of maximum daily water temperatures in a small stream using air temperatures. *Journal of Hydrology*, 251: 14-28.
- Caissie, D. (2006) - The thermal regime of rivers: a review. The Author, Journal compilation. Blackwell Publishing Ltd, *Freshwater Biology*, 51, 1389-1406.
- Carter, H. H. e Okubo, A. (1965) - A study of the physical processes of the movement and dispersion in the Cape Kennedy area. Final report under the U.S. Atomic Energy Commission, Rep. Nyo-2973-1, 164 pp. Chesapeake Bay Inst., Johns Hopkins Univ., Baltimore, Md., 1965.
- CE-QUAL-R1 (1995) - A numerical one-dimensional model of reservoir water quality. US Army Corp of Engineers. Waterways Experiment Station. Instruction Report E-82-1.
- Chang, Yan (2010) - Impacts of climate changes on reservoirs in Northern Sweden. case study of Akkajaure reservoir by modelling. Tese de Mestrado. Universidade de Linköpings.
- Chapman, R. P. e Cole, Thomas, M. (1992) - Improved thermal predictions in CE-QUAL-W2. Published in *Hydraulic Engineering Proceedings of the Hydraulic Engineering sessions at Water Forum*. Baltimore, Maryland, August 2–6, 1992. Published by American Society of Civil Engineers.
- Chen, H. e Rao, A. (2002) - Testing Hydrologic Time Series for Stationarity. *J. Hydrol. Eng.*, 7(2), 129-136.
- Christiansen, B. e Ljungqvist, F.C. (2012) - The extra-tropical Northern Hemisphere temperature in the last two millennia: reconstructions of low-frequency variability. *Climate of the Past*, Vol. 8, 765-786.
- Chylek, P.; C. K. Folland; G. Lesins; Dubey, M. K. e Wang, M. (2009) - Arctic air temperature change amplification and the Atlantic Multidecadal Oscillation, *Geophys. Res. Lett.*, 36, L14801.
- Cluis, D. A. (1972) - Relationship between stream water temperature and ambiente air temperature. *Nordic Hydrology*, N.º 3, 65-71.

- Coats, R.; Perez-Losada, J.; Schladow, G.; Richards, R. e Goldman, C. (2006) - The warming of Lake Tahoe. *Clim. Change*, 76, 121-148.
- Coelho, P. S., (2009) - Modelação matemática da qualidade da água em sistemas albufeira-rio. Dissertação apresentada para obtenção do Grau de Doutor em Engenharia do Ambiente, pela Universidade Nova de Lisboa, Faculdade de Ciências e Tecnologia.
- Cole, T. M. (2000) - Reservoir thermal modeling using CE-QUAL-W2. Development & Application of Computer Techniques to Environmental Studies VII.
- Cole T. M. e Buchak E. M. (1995) - CE-QUAL-W2: A two dimensional, laterally averaged, hydrodynamic and water quality model, Version 2.0. User manual. Instruction Report EL-95-1, US Army Corps of Engineers, Waterways Experiment Station, Vicksburg, USA.
- Cole, T. M. e Wells, S. A. (2011) - "CE-QUAL-W2: A two-dimensional, laterally averaged, hydrodynamic and water quality model, Version 3.7," Department of Civil and Environmental Engineering, Portland State University, Portland, OR.
- Collares-Pereira, M. J. ; Filipe, A. F.; Moreira da Costa, Luis (2007) - Os peixes do Guadiana que futuro? Guia dos peixes do Guadiana Português. Edições Cosmo.
- Collins, M.; Booth, B. B.; Bhaskaran, B.; Harris, G. R.; Murphy, J. M.; Sexton, D. M. H. e Webb, Mark J. (2010) - Climate model errors, feedbacks and forcings: A comparison of perturbed-physics and multi-model ensembles. *Clim. Dynam.*, 36, 1737-1766.
- Cook, E. R.; Esper, J. e D'Arrigo, R. D. (2004) - Extra-tropical Northern Hemisphere land temperature variability over the past 1000 years. *Quat. Sci. Rev.*, 23(20–22), 2063-2074.
- Crisp, D. T. (1988) - Water temperature data from streams and rivers in North East England. *Freshwater Bio. Assoc. OCC. Publ.*, 26, 1-60.
- Crowley, T. J (2003) - Modeling ocean heat content changes during the last millennium. *Geophys. Res. Lett.*, 30(18), 1932.
- Cushman-Roisin, Benoit (2012) - Environmental transport and fate, course notes, Dartmouth College Hanover.
- Dake, J. M. K. e Harleman, D. R. F. (1969) - Thermal stratification in lakes: Analytical and laboratory studies. *Water Resources Research*, Vol. 5, N.º 2, 484.

- Dallimore, C.; Imberger, J. e Ishikawa, T. (2001) - Entrainment and turbulence in saline underflow in Lake Ogawara. *J. Hydraul. Eng.*, 127(11), 937-948.
- D'Arrigo, R.; R. Wilson, e G. Jacoby (2006) - On the long-term context for late twentieth century warming. *J. Geophys. Res.*, 111(D3), doi:10.1029/2005JD006352.
- De Boer, P. L. e Smith, D. G. (1994) - Orbital forcing and cyclic sequences. *Spec. Publs Int. Ass. Sediment*, N.º 19 1-14. The International Association of Sedimentologists.
- De Saussure, H. B. (1779) - *Voyages dans les Alpes, Précédés d'un Essai sur l'Histoire Naturelle des Environs de Geneve*. Vol. 1, L. Fauche-Borel, Neuchâtel, Switzerland.
- De Saussure, H. B. (1796) - *Voyages dans les Alpes, Précédés d'un Essai sur l'Histoire Naturelle des Environs de Geneve*. Vol.4. L. Fauche-Borel, Neuchâtel, Switzerland.
- Deardorff, J. W. (1967) - Empirical dependence of the eddy coefficient for heat upon stability above the lowest 50 m, *J. Appl. Meteorol.*, 6, 631-643.
- Declerck, S.; Vandekerkhove, J.; Johansson, L. S.; Muylaert, K.; Conde-Porcuna, J. M.; van der Gucht, K.; Pérez-Martínez, C.; Lauridsen, T. L.; Schwenk, K.; Zwart, G.; Rommens, W.; López-Ramos, J.; Jeppesen, E.; Vyverman, W.; Brendonck, L. e L. de Meester (2005) - Multi-group biodiversity in shallow lakes along gradients of phosphorus and water plant cover. *Ecology*, 86, 1905-1915.
- Delire, C.; Levis, S.; Bonan, G.; Foley, J. A.; Coe, M. e Vavrus, S. (2002) - Comparison of the climate simulated by the CCM3 coupled to two different land-surface models. *Climate Dyn.*, 19, 657-669.
- DeStasio, B. T.; Hill, D. K.; Kleinhans, J. M.; Nibbelink, N. P., e Magnuson, J. J. (1996) - Potential effects of global climate change on small north-temperate lakes: Physics, fish, and plankton. *Limnol. Oceanogr.*, 41:1136-1149.
- Dhamotharan, S. e Stefan, H. (1980) - Mathematical model for temperature and turbidity stratification dynamics in shallows reservoirs. *Proceedings of the Symposium on Surface Water Impoundments ASCE*. Minneapolis, Minnesota.
- Dokulil, M. T.; Jagsch, A.; George, G. D.; Anneville, O.; Jankowski, T.; Wahl, B.; Lenhart, B.; Blenckner, T. e Teubner, K., (2006) - Twenty years of spatially coherent deepwater warming in lakes across Europe related to the North Atlantic Oscillation. *Limnol. Oceanogr.*, 51: 2787-2793.

- Dollar, N.L.; Souch, C.; Filippelli, G.M e Mastalerz, M. (2001) - Chemical fractionation of metals in wetland sediments: Indian Dunes National Lakeshore. *Env. Sci. Technol.*, 35: 3608-3618.
- Downing, J. A.; Prairie, Y. T.; Cole, J. J.; Duarte, C. M.; Tranvik, L. J.; Striegl, R. G.; McDowell, W. H.; Kortelainen, P.; Caraco, N. F.; Melack, J. M. e J. Middelburg (2006) - The global abundance and size distribution of lakes, ponds, and impoundments. *Limnol. Oceanogr.*, 51: 2388-2397.
- Dutra, E.; Stepanenko, V.; Balsamo, G.; Viterbo, P.; Miranda P., Mironov, D. e Schär, C. (2010) - An offline study of the impact of lakes on the performance of the ECMWF surface scheme. *Boreal Environment Research*: 100-112.
- DYRESM (2007) - Dynamic Reservoir simulation model, DYRESM v4. Science Manual. Centre for Water Research University of Western Australia.
- EEA (2010) - Climate change impacts on water quality and biodiversity. Background Report for EEA European Environment State and Outlook Report 2010. Solheim, A. L.; Austnes K.; Eriksen, T. E.; Seifert, I. e Holen, S.
- EEA (2012) - Climate change, impacts and vulnerability in Europe 2012. European Environment Agency Report N.º 12, ISSN 1725-9177.
- Eerola, K.; Rontu, L.; Kourzeneva, E. e Shcherbak, E. (2010) - A study on effects of lake temperature and ice cover in Hirlam. *Boreal Environment Research*, 15: 130-142.
- Edinger, J. E. e Geyer, J. C., (1965) - Heat exchange in the environment. Department of Sanitary Engineering and Water Resources, Research Project N.º 49, The Jonh Hopkins University, Baltimore, Maryland, USA.
- Edinger, J. E.; Brady, D. K. e Geyer, J. C. (1974) - Heat exchange and transport in the environment. Report N.º14, EPRI Publication N.º 74-049-00-34, prepared for Electric Power Research Institute, Cooling Water Discharge Research Project, Palo Alto, CA, USA.
- Elkibbi, M. e Rial, J. A. (2001) - An outsider's review of the astronomical theory of the climate: is the eccentricity-driven insolation the main driver of the ice ages? *Earth-Science Reviews* 56 (2001), 161-177.
- EPA (1985) - Rates, constants, and kinetics formulations in surface water quality modeling (Second Edition). United States Environmental Protection Agency. EPA/600/3-85/040.

- Erickson, T. R. e Stefan, H. G. (1996) - Correlation of Oklahoma stream temperatures with air temperatures. University of Minnesota, St. Anthony Falls Laboratory, Project Report N.º 398, Minneapolis, MN.
- Erickson, T. R. e Stefan H. G. (2000) - Linear air/water temperature correlations for streams during open water periods. *Journal of Hydrologic Engineering*/July 2000.
- Esper, J.; Cook, E. R. e Schweingruber, F. H. (2002) - Low-frequency signals in long tree-ring chronologies for reconstructing past temperature variability. *Science*, 295(5563), 2250-2253.
- EU CCEG (2008) - EU Climate Change Expert Group 'EG Science'. Background on impacts, emission pathways, mitigation options and costs, The 2°C target. Information Reference Document.
- Fang, X.; Shrestha, R.; Groeger, A. W.; Lin, Che-Jen e Jao, Mien. (2007) - Simulation of impacts of streamflow and climate conditions on Amistad reservoir. *Journal of Contemporary Water Research & Education Issue*, 137, 14-20.
- Fang, X., e Stefan H. G. (1996) - Surface Mixed layer and vertical diffusion modeling of stratified waters. *Proceedings, Texas Section of American Society of Civil Engineers*.
- Fang, X. e Stefan, H. G. (2006) - Simulations of climate effects on water temperature, dissolved oxygen, and ice and snow covers in lakes of the contiguous United States under past and future climate scenarios. *Limnol. Oceanogr.*, 54(6, part 2), 2009, 2359-2370.
- Feuchtmayr, H.; Moran, R.; Hatton, K.; Connor, L.; Heyes, T.; Moss, B.; Harvey, I. e Atkinson, D. (2009) - Global warming and eutrophication: effects on water chemistry and autotrophic communities in experimental hypertrophic shallow lake mesocosms. *Journal of Applied Ecology*, 46:713-723.
- Figueiredo, D. R.; Reboleira, A.; Antunes, S.; Abrantes, N.; Azeiteiro, U.; Gonçalves, F. e Pereira, M. (2006) - The effect of environmental parameters and cyanobacterial bloomson phytoplankton dynamics of a Portuguese temperate lake. *Hydrobiologia* (2006), 568:145-157.
- Firth, P. e Fisher, S. G. (1992) - *Global climate change and freshwater ecosystems*. Springer Verlag.
- Fischer, H. B.; List, E. J.; Koh, R. C. Y.; Imberger, J. e Brooks N. (1979) - *Mixing in Inland and Coastal Waters*. Academic Press, inc (London) Ltd.

- Flowers, Joan D.; Hauck, L. M. e Kiesling, R. L. (2001) - Water quality modeling of Lake Waco using CE-QUAL-W2 for assessment of phosphorus control strategies. Texas Institute for Applied Environmental Research.
- Folke, C.; Carpenter, S.; Elmqvist, T.; Gunderson, L.; Holling, C. S.; Walker, B.; Bengtsson, J.; Berkes, F.; Colding, J.; Danell, K.; Falkenmark, M.; Gordon, L.; Kasperson, R.; Kautsky, N.; Kinzig, A.; Levin, S.; Mäler, Karl-Göran. G.; Moberg, F.; Ohlsson, L.; Olsson, P.; Ostrom, E.; Reid, W.; Rockström, J.; Savenije, H. e Svedin, U. (2002) - Resilience and sustainable development: building adaptive capacity in a world of transformations. International Council for Science. ICSU Series on Science for Sustainable Development, N.º3.
- Ford, D. E. e Stefan, Heinz G. (1980) - Thermal prediction using integral energy model, Journal of Hydraulics Division, Vol. 106, N.º 1.
- Frank, D.; Esper, J. e Cook, E. R. (2007) - Adjustment for proxy number and coherence in a large-scale temperature reconstruction. Geophys. Res. Lett., 34, L16709.
- Frank, D.; Esper, J.; Raible, Christoph C.; Ulf, Büntgen; Trouet, V.; Stocker, B. e Joos, Fortunat (2010) - Ensemble reconstruction constraints on the global carbon cycle sensitivity to climate. Nature, Vol. 463 Nº 7280, 527-530.
- George, D. G.; Hurley, M. A. e Hewitt, D. P. (2007) - The impact of climate change on the physical characteristics of the larger lakes in the English Lake District, Freshwater Biology, 52,1647-1666.
- Gerber, S.; Joos, F.; Brügger, P. P.; Stocker, T. F.; Mann, M. E.; Sitch S. e Scholze, M. (2003) - Constraining temperature variations over the last millennium by comparing simulated and observed atmospheric CO₂. Clim. Dyn., 20(2-3), 281-299.
- Geyer, W. Rockwell (1993) - The Importance of suppression of turbulence by stratification on the estuarine turbidity maximum. Estuaries, Vol. 16, N.º1, 113-125 March 1993.
- Gillet, C. e Quetin, P. (2006) - Effect of temperature changes on the reproductive cycle of roach in Lake Geneva from 1983 to 2001. J. Fish Biol. 69, 518-534.
- González-Rouco, J. F.; Beltrami, H.; Zorita, E. e von Storch, H. (2006) - Simulation and inversion of borehole temperature profiles in surrogate climates: Spatial distribution and surface coupling. Geophys. Res. Lett., 33(1), L01703, doi:10.1029/2005GL024693.

- González-Rouco, J. F.; Von Storch, H. e Zorita, E., (2003) - Deep soil temperature as proxy for surface air-temperature in a coupled model simulation of the last thousand years. *Geophys. Res. Lett.*, 30(21), 2116, doi:10.1029/2003GL018264.
- Goosse, H.; Braida, M.; Crosta, X.; Mairesse, A.; Masson-Delmotte, V.; Mathiot, P.; Neukom, R.; Oerter, H.; Philippon, G.; Renssen, H.; Stenni, B.; van Ommen, T.; e Verleyen, E. (2012) - Antarctic temperature changes during the last millennium: evaluation of simulations and reconstructions. *Quaternary Science Reviews*, 55, 75-90.
- Goosseff, N. M.; Strzepek, K. e Chapra, C. S. (2005) - Modelling the potential effects of climate change on water temperature downstream of a shallow reservoir, lower Madison River, Mt . *Climatic Change*, 68, 331-353.
- Gorham, E. (1964) - Morphometric control of annual heat budgets in temperate lakes. Contribution N.º 14 from the Limnologica Research Center, School of Earth Sciences.
- Graves, David (2012) - A simulation of water temperature in the upper Grande Ronde basin with future climate change scenarios. The Columbia River Inter-Tribal Fish Commission. Technical Report, 12-09.
- Haggard, Brian E. e Green, W. Reed (2002) - Simulation of hydrodynamics, temperature, and dissolved oxygen in beaver lake, Arkansas, 1994-1995. U.S. Geological Survey, Water-Resources Investigations Report, 02-4116.
- Hampton, S. E.; Izmet'eva, L. R.; Moore, M. V.; Katz, S. L.; Dennis, B. e Silow, E. A. (2008) - Sixty years of environmental change in the world's largest freshwater lake-Lake Baikal, Siberia. *Glob. Change Biol.*, 14, 1947-1958.
- Hansen, J.; Nedergaard, M.; Skov, F. (2008) - IGLOO – Indikatorer for globale klimaforandringer loverbågningen, Bilagsrapport. By- og Landskabsstyrelsen, Miljøministeriet, Denmark.
- Hansen, J.; Sato, M.; Ruedy, R.; Lo, K.; Lea, D. W. e Medina-Elizade, M. (2006) - Global temperature change. *Proc. Natl. Acad. Sci.*, 103, 14288-14293.
- Hansson, Lars-Anders; Nicolle, A.; Granéli, W.; Hallgren, P.; Kritzerberg, E.; Persson, A.; Björk, J.; Nilsson, A. e Brönmark C. (2012) - Food-chain length alters community responses to global change in aquatic systems. *Nature Climate Change*, 3, 228-233.
- Hapley, Christine M. (1970) - Some physico-chemical investigations of stratification in Abbot's Pool, Somerset: The temperature cycle. *Journal of Ecology*, 58:419-434.

- Hare, S. R., e Mantua, N. J. (2000) - Empirical evidence for North Pacific regime shifts in 1977 and 1989. *Progress in Oceanography*, 47, N.º 2-4:103-45.
- Harleman, Donald R. F. (1982) - Hydrothermal analysis of lakes and reservoirs. *Journal of the Hydraulics Division*, Vol. 108, N.º. 3, March 1982, 301-325.
- HEC (1978) - Water Quality for river-reservoir systems. Computer program description, Hydrologic Engineering Center, United States Army Corps of Engineers, Davis California, USA.
- Hegerl, G. C.; Crowley, T. J.; Hyde, W. T. e Frame, D. J. (2006) - Climate sensitivity constrained by temperature reconstructions over the past seven centuries. *Nature*, 440:1029-1032.
- Hegerl, G. C.; Zwiers, F. W.; Braconnot, P.; Gillett, N. P.; Luo, Y.; Marengo Orsini, J. A.; Nicholls, N.; Penner, J. E. e Stott, P. A. (2007) - Understanding and Attributing Climate Change. In: *Climate Change 2007: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change* [Solomon, S.; Qin, D.; Manning, M.; Chen, Z.; Marquis, M.; Averyt, K.B.; Tignor M. e Miller H.L. (eds.)]. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA.
- Heggen, R. J. (1983) - Thermal dependent properties of water, *J. Hydraul. Eng.*, 109, 298-302.
- Heimann, M. e Reichstein, M. (2008) - Terrestrial ecosystem carbon dynamics and climate feedbacks. *Nature*, 451, 289-292.
- Henderson–Sellers, B. A. (1982) - Simple formula for vertical eddy diffusion coefficients under conditions of nonneutral stability. *Journal of Geophysical Research*, Vol. 87, N.º C8, 5860-5864.
- Henderson–Sellers, B. A. (1985) - New formulation of eddy diffusion thermocline models. *Appl. Math. Modelling*, Vol. 9, 441-446.
- Herb, W. R. e Stefan, H. G. (2005) - Dynamics of vertical mixing in a shallow lake with submersed macrophytes. *Water Resources Research*, Vol. 41.
- Herrera, S.; Fita, L.; Fernández, J. e Gutiérrez, J. M. (2010) - Evaluation of the mean and extreme precipitation regimes from the ENSEMBLES regional climate multimodel simulations over Spain *Journal of Geophysical Research*, Vol. 115.
- Heyes, A; Moore, T. R.; Rudd, J. W. M. e Dugoua, J. J. (2000) - Methyl mercury in pristine and impounded boreal peatlands, Experimental Lakes Area, Ontario. *Canadian Journal of Fisheries and Aquatic Sciences* 57: 2211-2222.

- Hirsch, C. (1988) - Numerical computation of internal and external flows, Vol. I: Fundamentals and numerical discretization, John Wiley.
- Hocking, G. C.; Sherman B. S. e C. Patterson, J. C. (1988) - Algorithm for selective withdrawal from stratified reservoir. *Journal of Hydraulic Engineering*, Vol. 114, N.º 7.
- Hondzo, M. e Stefan, H. G. (1991) - Three case studies of lake temperature and stratification response to warmer climate, *Water Resour. Res.*, 27(8): 1837-1846.
- Hondzo, M. e Stefan, H. G. (1992) - Water temperature characteristics of lakes subjected to climate change. St. Anthony Falls Hydraulic Laboratory. Project Report N.º 329.
- Hondzo, M. e Stefan, H. G. (1993) - Lake Water Temperature Model. *Journal of Hydraulic Engineering*, Vol. 119, N.º 11.
- Hostetler, S. W. e Bartlein, P. J. (1990) - Simulation of lake evaporation with application to modeling lake level variations of Harney-Malheur lake, Oregon. American Geophysical Union.
- Hostetler, S. W. e Small, E. E. (1999) - Response of north american freshwater lakes to simulated future climates. *Journal of the American Water Resources Association*, Vol. 35, N.º 6.
- Huang, Y.; Pierson, D. C.; Frei, A.; Samal, N. R.; Schneiderman, E.; Zion, M.; Owens, E.; Anandhi, A. (2011) - A modeling approach to estimate the effect of climate change on reservoir water quality. American Geophysical Union, Fall Meeting. 2011.
- Huntingford, C.; Lowe, J. A.; Booth, B. B. B.; Jones, C. D.; Harris, G. R.; Gohar, L. K. e Meir, P. (2009) - Contributions of carbon cycle uncertainty to future climate projection spread. *Tellus*, B 61, 355-360.
- Hupfer, M. e Lewandowski, J. (2008) - Oxygen controls the phosphorus release from lake sediments – a Long-Lasting Paradigm in Limnology 2008 WILEY-VCH Verlag GmbH & Co. KGaA, Weinheim 1434-2944/08/4-510-0415.
- Hutchinson, G. E. e Löffler, H. (1956) - The thermal classification of lakes. *Proc. Nat. Acad. Sci.*, 42: 85-86.
- Imberger, J. e Parker, G. (1985) - Mixed layer dynamics in a lake exposed to a spatially variable wind field' *Limnol. Oceanogr.*, 30(3), 1985, 473-488.

- Imberger, J. e Patterson, J. C. (1981) - A dynamic reservoir simulation model - DYRESM:5. In "Transport Models for Inland and Coastal Waters", 310-361, Fischer, H. B. (ed). Academic Press.
- Imberger, J.; Thompson, R. e Fandry, C. (1976) - Selective withdrawal from a finite rectangular tank. *Fluid Mech.*, 78(3), 489-512.
- Imboden, D. M. e Wüest, A. (1995) - Mixing mechanisms in lakes, in Lerman, A.; Imboden D. M. e Gat, J. R. eds, "Physics and Chemistry of Lakes", Springer Verlag, 83-138.
- Indermühle, A.; Monnin, E.; Stauffer, B.; Stocker, T. F. e Wahlen, M. (2000) - Atmospheric CO₂ concentration from 60 to 20 kyr BP from the Taylor Dome ice core, Antarctica. *Geophys. Res. Lett.* 27, 735-738 (2000).
- IPCC (1995) - The Science of Climate Change. Contribution of Working Group I to the Second Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change (Cambridge Univ. Press, 1996).
- IPCC (2000) - IPCC Special Report Emissions Scenarios. Intergovernmental Panel on Climate Change.
- IPCC (2001) - Climate Change 2001: The Scientific Basis. Contribution of Working Group I to the Third Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change [Houghton, J.T., *et al.* (eds.)]. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom e New York, NY, USA, 881 pp.
- IPCC (2007) - Climate Change 2007: The Scientific Basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change [Solomon, S., *et al.* (eds.)]. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom e New York, NY, USA, 881 pp.
- Jaeger, E.; Anders, I.; Luthi, D.; Rockel, B.; Schar, C. e Seneviratne, S. (2008) - Analysis of ERA 40-driven CLM simulations for Europe, *Meteorol. Z.*, 17(4), 349-367.
- Jankowski, T.; Livingstone, D. M.; Bührer, H.; Forster, R. e Niederhauser P. (2006) - Consequences of the 2003 European heat wave for lake temperature profiles, thermal stability, and hypolimnetic oxygen depletion: Implications for a warmer world. *Limnology and Oceanography*, 51, 815-819.
- Jasser, I. e Arvola, L. (2003) - Potential effects of abiotic factors on the abundance of autotrophic picoplankton in four boreal lakes. *Journal of Plankton Research*. Vol. 25, N.º 8, 873-883.

- Jeppesen, E.; Kronvang, B.; Meerhoff, M.; Søndergaard, M.; Hansen, K.M.; Andersen, H. E.; Lauridsen, T.L.; Liboriussen, L.; Beklioglu, M.; Özen, A. e Olesen, J.E. (2009) - Climate change effects on runoff, catchment phosphorus loading and lake ecological state, and potential adaptations. *J. Environm. Qual.* 38: 1930-1941.
- Johannessen, Ola M.; Bengtsson, L.; Miles, M. W.; Kuzmina S. I.; Semenov V.A.; Alekseev, G. V.; Nagurnyi, A. P.; Zakharov, V. F.; Bobylev, L. P.; Pettersson, L. H.; Hasselmann, K. e Cattle, H. P. (2004) - Arctic climate change: observed and modeled temperature and sea-ice variability *Tellus* (2004), 56A, 328-341.
- Johnson, B. M.; Saito, L.; Anderson, M. A., Weiss, P.; Andre, M. e Fontane, D. G. (2004) - Rffects of climate and dam operations on reservoir thermal structure. *Journal of Water Resources Planning and Management*.
- Jones, P. D.; Briffa, K. R.; Barnett, T. P. e Tett, S. F. B. (1998) - High-resolution palaeoclimatic records for the last millennium: interpretation, integration and comparison with General Circulation Model control-run temperatures. *The Holocene*, 8(4), 455-471.
- Jones, P. D.; Lister, D. H.; Osborn, T. J.; Harpham, C.; Salmon, M. e Morice, C. P. (2012) - Hemispheric and large-scale land surface air temperature variations: An extensive revision and an update to 2010, *J. Geophys. Res.*, 117, D05127.
- Jones, P. D.; Osborn, T. J. e Briffa, K. R. (2001) - The evolution of climate over the last millennium. *Science*, 292(5517), 662-667.
- Jouzel, J.; Masson-Delmotte, V.; Cattani, O.; Dreyfus, G.; Falourd, S.; Hoffmann, G.; Minster, B.; Nouet, J.; Barnola, J. M.; Chappellaz, J.; Fischer, H.; Gallet, J. C.; Johnsen, S.; Leuenberger, M.; Loulergue, L.; Luethi, D.; Oerter, H.; Parrenin, F.; Raisbeck, G.; Raynaud, D.; Schilt, A.; Schwander, J.; Selmo, E.; Parrenin, F.; Raisbeck, G.; Raynaud, D.; Schilt, A.; Schwander, J.; Selmo, E.; Souchez R.; Spahni, R.; Stauffer B.; Steffensen, J. P.; Stenni, B.; Stocker, T. F.; Tison, J. L.; Werner, M. e Wolff E. W. (2007) - Orbital and millennial Antarctic climate variability over the past 800 000 years. *Science*, Vol. 317, N.º 5839, 793-797.
- Kaufman, D. S.; Schneider, D. P.; McKay, N. P.; Ammann, C. M.; Bradley, R. S.; Briffa, K. R.; Miller, G. H.; Otto-Bliesner, B. L.; Overpeck, J. T.; Vinther, B. M.; Arctic Lakes 2k Project Members (2009) - Recent warming reverses long-term Arctic cooling. *Science*, 325, 1236-1239.
- Keeling, C. D. (1960) - The concentration and isotopic abundances of carbon dioxide in the atmosphere. *Tellus*, Vol. 12, N.º 2.

- Keller, W. (2007) - Implications of climate warming for Boreal Shield lakes: A review and synthesis. *Environ. Reviews.* 2007; 15: 99-112.
- Kelly, P. M.; Jones, P. D.; Sear, C. B.; Cherry, B. S. G. e Tavakol, R.K. (1982) - Variations in surface air temperature: Part 2. Arctic regions, 1881–1980. *Mon. Wea. Rev.*, 110, 71-82.
- Kinnunen, K.; Nyholm, B.; Niemi, J.; Frisk, T.; Kylä-Harakka, T. e Kauranne, T. (1982) - Quality Modeling of Finnish Water Bodies. *Vesii-lallitjs* - National Board of Waters, Finland Helsinki 1982.
- Kirillin, G. (2010) - Modeling the impact of global warming on the water temperature and seasonal mixing regimes in small temperate lakes. *Boreal Environment Research*, 15: 279-293.
- Knutti, R. e Hegerl, G. C. (2008) - The equilibrium sensitivity of the Earth's temperature to radiation changes. *Nature Geoscience*, 1, 735-743.
- Knutti, R.; Joos, F.; Müller, S. A.; Plattner, Gian-Kasper e Stocker, T. F. (2005) - Probabilistic climate change projections for CO₂ stabilization profiles. *Geophys. Res. Lett.* 32, L20707.
- Komatsu, E.; Fukushima, T. e Harasawa, H. (2007) - A modeling approach to forecast the effect of long-term climate change on lake water quality. *Ecological modelling*, 209 (2007) 351-366.
- Kothandaraman, V., (1971) - Analysis of water temperature variations in a large river. *J. Sanitary Engineering Div. Amer. Soc.Civ. Eng. (SA1)*, 19-31.
- Kourzeneva, E. (2010) - External data for lake parameterization in numerical weather prediction and climate modeling. *Boreal environmental Research*, 15: 165-177.
- Kourzeneva, E. e Braslavsky D. (2005) – Lake model FLake, coupling with atmospheric model: first steps. In: Undén P. (ed.), *Fourth SRNWP/HIRLAM Workshop. Workshop report*, SMHI, Norrköping, Sweden, 43-53.
- Krinner, G. (2003) - Impact of lakes and wetlands on boreal climate. *Journal of Geophysical Research*, Vol. 108.
- Lampert, W. e Sommer, U. (2007) - *The Ecology of Lakes and Streams*, 2nd edition. Oxford: Oxford University Press.
- Larson, L. L. e Larson, S. L. (1996) - Riparian shade and stream temperature: A perspective. *Rangelands*, 18(4):149-152.

- Leclercq, P. W. e Oerlemans, J. (2012) - Global and hemispheric temperature reconstruction from glacier length fluctuations. *Climate Dynamics*, Vol. 38, 1065-1079.
- Lee, H. W.; Kim, E. J.; Park S. S. e Choi, J. H. (2012) - Effects of climate change on the thermal structure of lakes in the Asian Monsoon Area. *Climatic Change* (2012), 112:859-880.
- Leggett, J.; Pepper, W. J. e Swart, R. J. (1992) - Emissions scenarios for the IPCC: an update. In: *Climate Change 1992: The Supplementary Report to the IPCC Scientific Assessment* [Houghton, J.T., B.A. Callander, and S.K. Varney, (eds.)]. Cambridge University Press, Cambridge, 75-95.
- Lenderink, G.; van Ulden, A.; van den Hurk, B. e van Meijgaard, E. (2006) - Summertime inter-annual temperature variability in an ensemble of regional model. KNMI Scientific Report.
- Lewis, W. M., Jr. (1983) - A revised classification of lakes based on mixing. *Can. J. Fish. Aquat.Sci.* 40:1779-1787.
- Liboriussen, L.; Lauridsen, T. L.; Søndergaard, M.; Landkildehus, F.; Søndergaard, M.; Larsen, S. E. e Jeppesen, E. (2011) - Effects of warming and nutrients on sediment community respiration in shallow lakes: an outdoor mesocosm experiment. *Freshwater Biology* (2011), 56, 437-447.
- Lisiecki, Lorraine E. (2010) - Links between eccentricity forcing and the 100 000-year glacial cycle. *Nature Geoscience*, Vol. 3, May 2010. Macmillan Publishers Limited.
- Livingstone, D. M. (2003) - Impact of secular climate change on the thermal structure of a large temperate central European Lake. *Clim. Change*, 57, 205-225.
- Ljungemyr, P.; Gustafsson, N. e Omstedt, A. (1996) - Parameterization of lake thermodynamics in a high-resolution weather forecasting model. *Tellus*, 48A, 608-621.
- Lovejoy, S., e Schertzer, D. (2013) - The climate is not what you expect, *Bull. Amer. Meteor. Soc.*.
- Lüthi D.; Floch, M. L.; Bereiter, B.; Blunier, T.; Barnola, Jean-Marc; Siegenthaler, Urs; Raynaud, D.; Jouzel J.; Fischer, H.; Kawamura, K. e Stocker T. F. (2008) - High-resolution carbon dioxide concentration record 650,000–800,000 years before present. *Nature*, 453, 379-382.
- MacKay, M. D.; Neale, P. J.; Arp, C. D.; Domis, L. N. De Senerpont; Fang, X.; Gal, G.; Jöhnk, K. D.; Kirillin, G.; Lenters, J. D.; Litchman, E.; MacIntyre, S.; Marsh, P.; Melack, J.; Mooij, W. M.; Peeters, F.; Quesada, A.; Schladow, S. G.; Schmid, M.; Spence, C. e Stokes, S. L. (2009) -

Modeling lakes and reservoirs in the climate system. *Limnol. Oceanogr.*, 54(6, part 2), 2315-2329.

Manabe, S. e Wetherald, R. (1967) - Thermal equilibrium of the atmosphere with a given distribution of relative humidity. *Journal of the Atmospheric Sciences*. Vol. 24, N.º 3.

Mancaa, M. e DeMottb, W. (2009) - Response of the invertebrate predator *Bythotrephes* to a climate-linked increase in the duration of a refuge from fish predation. *Limnol. Oceanogr.*, 54(6, part 2), 2009, 2506-2512.

Mann, M. E.; Bradley, R. S.; e Hughes, M. K. (1999) - Northern hemisphere temperatures during the past millennium: Inferences, uncertainties, and limitations. *Geophys. Res. Lett.*, 26(6), 759-762.

Mann, M. E. e Jones, P. D. (2003) - Global surface temperatures over the past two millennia. *Geophys. Res. Lett.*, 30(15), 1820, doi:10.1029/2003GL017814.

Mann, M. E.; Rutherford, S.; Wahl, E. e Ammann, C. M. (2005) - Testing the fidelity of methods used in 'proxy-based' reconstructions of past climate. *J. Clim.*, 18(20), 4097-4107.

Mann, M. E.; Zhang, Z.; Hughes, M. K.; Bradley, R. S.; Miller, S. K. e Rutherford, S. (2008) - Proxy-based reconstructions of hemispheric and global surface temperature variations over the past two millennia, *Proc. Natl. Acad. Sci.*, 105, 13252-13257.

Mannina, G. e Viviani, G. (2010) - River water quality assessment: a hydrodynamic water quality model for propagation of pollutants, Novatech.

Marchuk, G. I., Kochergin, V. P.; Klimok, V. I. e Sukhoukov, V. A. (1977) - On the dynamics of the ocean surface mixed layer. *Journal of Physical Oceanography*.

Marsden, M. W. (1989) - Lake restoration by reducing external phosphorus loading: the influence of sediment phosphorus release. *Freshwater Biology*, 21:139-162.

Marsland, S. J.; Haak, H.; Jungclaus, J. H.; Latif, M. e Röske, F. (2003) - The Max Planck Institute global ocean/sea-ice model with orthogonal curvilinear coordinates. *Ocean. Modell.*, 5, 91-127.

Martín-Chivelet, Javier ; Muñoz-García, M. Belén; Edwards, R. Lawrence ; Turrero, María J. e Ortega, Ana I. (2011) - Land surface temperature changes in Northern Iberia since 4000 yr BP, based on $\delta^{13}\text{C}$ of speleothems. *Global and Planetary Change*, 77 (2011) 1-12.

- Matzinger, A.; Spirkovski, Z.; Patceva, S. e Wuest, A. (2006) - Sensitivity of ancient Lake Ohrid to local anthropogenic impacts and global warming. *J. Great Lakes Res.*, 32, 158-179.
- Max-Planck-Institute for Meteorology (2006). - Climate Projections for the 21st Century.
- McCormick, M. J. e Fahnenstiel, G. L. (1999) - Recent climatic trends in nearshore water temperatures in the St. Lawrence Great Lakes. *Limnol. Oceanogr.*, 44:530-540. (3, 10).
- McCormick, M. J. e Scavia, D. (1981) - Calculation of vertical profiles of lake-averaged temperature and diffusivity in lakes Ontario and Washington. *Water Resources Research*, Vol. 17, N.º2, 305-310.
- McKee, D.; Atkinson, D.; Collings, S. E.; Eaton, J. W.; Gill, A. B.; Harvey, I.; Hatton, K.; Heyes, T.; Wilson, D. e Moss, B. (2003) - Response of freshwater microcosm communities to nutrients, fish, and elevated temperature during winter and summer. *Limnol. Oceanogr.*, 48(2), 2003, 707-722.
- Meisner, J. D. (1990) - Effect of climate warming on the southern margins of the native range of brook trout, *Salvelinus fontinalis*. *Canadian Journal of Fisheries and Aquatic Sciences*, 1990, 47(6): 1065-1070, 10.1139/f90-122.
- Mendelsohn, D. L.; Peene, S; Yassuda, E. e Davie, S. (1999) - A hydrodynamic model calibration study of the savannah river estuary with an examination of factors affecting salinity intrusion. American Society of Civil Engineers.
- Merrick, N.P. e Gao Jiakai (1989) - Thermal stratification modelling of small shallow aquaculture ponds.
- Meyer, G.; Masliev, I. e Somlyódy, L. (1994) - Impact of climate change on global sensitivity of lake stratification. IASA Working Paper WP-94-028.
- Mironov, D. V. (2008) - Parameterization of lakes in numerical weather prediction. Description of a lake model. COSMO Technical Report, N.º 11, Deutscher Wetterdienst, Offenbach am Main, Germany.
- Mironov, D.; Heise E.; Kourzeneva, E.; Ritter, B.; Schneider, N. e Terzhevik A. (2010) - Implementation of the lake parameterisation scheme Flake into the numerical weather prediction model COSMO. *Boreal Environment Research*, 15: 218-230.
- Mitchell, S. (1999) - A simple model for estimating mean monthly stream temperatures after riparian canopy removal. *Environmental Management*, 24 (1): 77-83.

- MNP, (2006) - The effects of climate change in the Netherlands. (Bresser *et al.*, eds).
- Moatar, F. e Gailhard, J. (2006) - Water temperature behaviour in the River Loire since 1976 and 1881. *Comptes Rendus Geoscience*, 338, 319-328.
- Moberg, A.; Sonechkin, Dmitry M.; Holmgren, Karin; Datsenko, Nina M. e Karlén, W. (2005) - Highly variable Northern Hemisphere temperatures reconstructed from low-resolution and high-resolution proxy data. *Nature*, 433(7026), 613-617.
- Mohseni, O.; Erickson, T. R. e Stefan H. G. (1998) - A non-linear regression model for weekly stream temperatures. *Water Resources Research*, Vol. 34, N.º 10, 2685-2692.
- Mohseni, O. e Stefan H. G. (1999) - Stream temperature/air temperature relationship: a physical interpretation. *Journal of Hydrology*, N.º 218, 128-141.
- Mohseni, O.; Erickson, T. R. e Stefan, G. H. (1999) - Sensitivity of stream temperatures in the United States to air temperatures projected under a global warming scenario. *Water Resources Research*, 35, N.º 12, 3723-3733.
- Mohseni, O.; Erickson, T. R.; Stefan, H. G. (2002) - Upper bounds for stream temperatures in the contiguous United States. *Journal of Environmental Engineering*, January 2002.
- Mohseni, O.; Stefan, H. G. e Eaton, J. G. (2003) - Global warming and potential changes in fish habitat in U.S. streams. *Climatic Change*, 59, 389-409.
- Monnin, E.; Indermühle, A.; Dällenbach, A.; Flückiger, J.; Stauffer, B.; Stocker, T. F. ; Raynaud, D.; Barnola, Jean-Marc (2001) - Atmospheric CO₂ concentrations over the last glacial termination. *Science*, 291, 112-114.
- Morowitz, H. (1979) - *Energy flow in biology*. Ox Bow Press, Woodbridge, Connecticut.
- Morrison, J.; Quick, C. M. e Foreman, G. G. M. (2002) - Climate change in the Fraser River watershed: flow and temperature projections. *Journal of Hydrology*, 263, 230-244.
- Moss, B.; Mckee, D.; Atkinson, D.; Collings, S. E.; Eaton, J. W.; Gill, A. B.; Harvey, I.; Hatton, K.; Heyes, T. e Wilson, D. (2003) - How important is climate? Effects of warming, nutrient addition and fish on phytoplankton in shallow lake microcosms. *Journal of Applied Ecology*, 2003, 40, 782-792.

- Munk, Walter H. e Anderson, Ernest R. (1948) - Notes on a theory of the thermocline. Journal of marine research, 1/01, 276-286.
- Murthy, C. R. (1976) - Horizontal diffusion characteristics in lake ontario. Journal of Physical Oceanography. Vol. 6.
- Nagarajan, Badrinath; Yau, M. K. e Schuepp, P. H. (2004) - The effects of small water bodies on the atmospheric heat and water budgets over the MacKenzie river basin. Hydrological Processes, 18, 913-938.
- Nakamura, Y. e Hayakawa, N. (1991) - Modelling of thermal stratification in lakes and coastal seas. Hydrology of Natural and Manmade Lakes (Proceedings of the Vienna Symposium, August 1991). IAHS Publ. N.º 206,1991.
- Newbold, J. D., e Liggett, J. A. (1974) - Oxygen depletion model for Cayuga Lake. Procs. Am. Soc. Civ. Eng., Journal of Environmental Eng. Div., 100, 41-59.
- Nicolle, A.; Hallgren, P.; Einem, J.; Kritzberg, E.; Granéli, W.; Persson, A.; Brönmark, C. e Hansson, Lars-Anders (2012) - Predicted warming and browning affect timing and magnitude of plankton phenological events in lakes: a mesocosm study. Freshwater Biology (2012), 57, 684-695.
- NOAA (2013) - National Oceanic and Atmospheric Administration, Earth System Research Laboratory. <http://www.esrl.noaa.gov/gmd/obop/mlo/>.
- Obregon, O.; Chilton, R. E.; Williams, G. P.; Nelson, E. J. e Miller, J. B. (2011) - Assessing climate change effects in tropical and temperate reservoirs by modeling water quality scenarios. World Environmental and Water Resources Congress, 2011.
- Obregon, O.; Williams, G. P.; Nelson, E. J.; Miller, J. B; Gonzalez, N. A. e Swain N. R. (2012) - Simulated climate change effects in Deer Creek reservoir with a two-dimensional model. World Environmental and Water Resources Congress, 2012.
- Oerlemans, J. (2005) - Extracting a climate signal from 169 glacier records. Science, 308(5722), 675-677.
- O'Donnell, R.; Lewis, N.; McIntyre, S. e Condon, J. (2011) - Improved methods for PCA-based reconstructions: case study using the Steig *et al.* (2009). Antarctic temperature reconstruction Journal of Climate, 24, 2099-2115.
- Officer, C. B. (1976) - Physical Oceanography of Estuaries. John Wiley & Sons. New York.

- Olin, M. e Ruuhijärvi, J. (2005) - Kalakuolemien vaikutusten seurantatutkimus 2003-2004 (Monitoring study on the responses of fish kills, 2003–2004), Kala-ja riistaraportteja, 361, 1-75.
- Oliveira, R. P. e Cunha L. V. (2013) - The Portuguese Climate Change Adaptation Strategy for Water Resources Management. International Water Resources Association. In proceeding of: 8th International Conference of EWRA. "Water Resources Management in an Interdisciplinary and Changing Context.
- Oni, S. K.; Dillon, P. J.; Metcalfe, R. A. e Futter M. N. (2012) - Dynamic modelling of the impact of climate change and power flow management options using STELLA: Application to the Steephill Falls reservoir, Ontario, Canada. Canadian Water Resources Journal, Vol. 37(2): 125-148.
- Orlob, G. T. (1979) - Mathematical modelling and simulation of water quality: a survey of the state-of-the-art. Hydrological Sciences-Bulletin-des Sciences Hydrologiques, 24, 2.
- Orlob, G. T. (1983) - Mathematical Modeling of Water Quality: Streams, Lakes and Reservoirs. International Institute for Applied Systems Analysis. John Wiley and Sons.
- Osborn, T. J.; Raper, S. C. B. e Briffa, K. R. (2006) - Simulated climate change during the last 1 000 years: comparing the ECHO-G general circulation model with the MAGICC simple climate model. Clim. Dyn., 27 (2-3), 185-197, doi:10.1007/s00382-006-0129-5.
- Parmesan, C. e Yohe, G. (2003) - A globally coherent fingerprint of climate change impacts across natural systems. Nature, Vol. 421, 2 January 2003.
- Pavel, V.; Raubenheimer, B. e Elgar, S. (2012) - Processes controlling stratification on the northern Skagit Bay tidal flats. Continental Shelf Research. Elsevier.
- Pedersen, Niels Lagergaard e Sand-Jensen, Kaj (2007) - Temperature in lowland Danish streams: contemporary patterns, empirical models and future scenarios. Processes N.º21, 348-358. Publicado online em Wiley InterScience.
- Peeters, F.; Wtiest, A.; Piepke, G. e Imboden, D. M. (1996) - Horizontal mixing in lakes. Journal of Geophysical Research, Vol. 101, N.º C8.
- Peixoto, José P. (1987) - O sistema climático e as bases físicas do clima. Secretaria do Estado do Ambiente e dos Recursos Naturais.
- Peixoto, José P. e Oort, Abraham H. (1992) - Physics of Climate, American Institute of Physics.

- Perroud, M. e Stéphane, G. (2010) - Impact of warmer climate on Lake Geneva water-temperature profiles. *Boreal Environment Research*, 15: 255-278.
- Petit, J. R.; Jouzel, J.; Raynaud, D.; Barkov, N. I.; Barnola, J. M.; Basile, I.; Bender, M.; Chappellaz, J.; Davis, M.; Delaygue, G.; Delmotte, M.; Kotlyakov, V. M.; Legrand, M.; Lipenkov, V. Y.; Lorius, C.; Pépin, L.; Ritz, C.; Saltzman, E. e Stievenard, M. (1999) - Climate and atmospheric history of the past 420 000 years from the Vostok ice core, Antarctica. *Nature*, 399, 429-436.
- Pham, S.V.; Leavitt, P.R.; McGowan, S.; Peres-Nato, P. (2008) - Spatial variability of climate and land-use effects on lakes of the northern Great Plains. *Limnol. Oceanogr.* 2008; 53:728-742.
- Pilgrim, John M.; Fang, Xing e Stefan, H. G. (1998) - Stream temperature correlations with air temperatures in Minnesota: Implications for climate warming. *Journal of the American Water Resources Association*. Vol. 34, N.º 5.
- Plank, C. e Shuman, B. (2009) - Drought-driven changes in lake areas and their effects on the surface energy balance of minnesota's lake-dotted landscape. *Journal of Climate*, Vol. 22. 4055-4065.
- Pollack, H. N. e Smerdon, J. E. (2004) - Borehole climate reconstructions: Spatial structure and hemispheric averages. *J. Geophys. Res.*, 109(D11), D11106, doi:10.1029/2003JD004163.
- Polyakov, I. V.; Alexeev, V. A.; Bhatt, U. S.; Polyakova, E. I. e Zhang, X. (2009) - North Atlantic warming: patterns of long term trend and multidecadal variability, *Clim. Dyn.*, 34, 439-457, doi:10.1007/s00382-008-0522-3.
- Polyakov, I. V.; Alekseev, G. V.; Bekryaev, R. V.; Bhatt, Uma; Colony, R. L.; Johnson, M. A.; Karklin, V. P.; Makshtas, A. P.; Walsh, D. e Yulin, A. V. (2002) - Observationally based assessment of polar amplification of global warming. *Geophys. Res. Lett.* 29, 1878.
- Pulselli, F. M.; Tiezzi, E. B. P. e Pulselli, R. M. (2002) - Modelling greenhouse effect: a ecodynamic approach. *Air Pollution X*. WIT Press, Ashurst Lodge, Southampton, SO40 7AA,UK.
- Quinn, P. K.; Bates, T. S.; Baum, E.; Doubleday, N.; Fiore, A. M.; Flanner, M.; Fridlind, A.; Garrett, T. J.; Koch, D.; Menon, S.; Shindell, D.; Stohle, A. e Warren S. G. (2008) - Short-lived pollutants in the Arctic: Their climate impact and possible mitigation strategies. *Atmos. Chem. Phys.* 8, 1723-1735.
- Rast W. e Lee, G. Fred (1978) - Summary analysis of the North American (US PORTION) OECD eutrophication project: nutrient loading – Lake response relationships and trophic state indices. US Environmental Protection Agency. EPA – 600/3-78-008.

- Ratkowsky, D. A. (1990) - Handbook of nonlinear regression models. Marcel Dekker, New York.
- Raynaud, D.; Barnola, J. M.; Souchez, R.; Lorrain, R.; Petit, J. R.; Duval, P. e Lipenkov, V. Y. (2005) - The record for marine isotopic stage 11. *Nature*, 436, 39-40.
- Reynolds, C. S. (2006) - Ecology of Phytoplankton. Published in the United States of America by Cambridge University Press, New York.
- Richardson, A. J. (2008) - In hot water: zooplankton and climate change. *J. Mar. Sci.*, 65, 279-295.
- Riley, M. J. e Stefan, H. G. (1987) - Dynamic lake water quality simulation model "Minlake". University of Minnesota, St. Anthony Falls Hydraulic Laboratory, Project Report N.º 263.
- Riley, M. J. e Stefan H. G. (1988) - User's manual for the dynamic lake quality simulation model MINLAKE. External memorandum N.º 213, St. Anthony Falls Hydraulic Laboratory, University of Minnesota, MPLS, MN.
- Risley, John C.; Roehl Jr., Edwin A. e Conrads, Paul A., (2003). - Estimating water temperatures in small streams in Western Oregon using neural network models. Prepared in cooperation with the Oregon Watershed Enhancement Board. U.S. Geological Survey. Water-Resources Investigations Report 02-4218.
- Rodrigues, A. C. (1992) - Modelação Matemática da Qualidade da Água em Albufeiras. Dissertação de Doutoramento, Universidade Nova de Lisboa, Faculdade de Ciências e Tecnologia, Lisboa, Portugal.
- Rouse, W.; Oswald, C.; Binyamin, J.; Spence, C.; Schertzer, W.; Blanken, P.; Bussi eres, N. e Duguay, C. (2005) - The role of Northern lakes in a regional energy balance. *American Meteorological Society*.
- Rutherford, S. e D'Hondt, S. (2000) - Early onset and tropical forcing of 100,000-year Pleistocene glacial cycles. *Nature Geoscience*. Vol. 408.
- Rutherford, S.; Mann, M. E.; Osborn, T. J.; Bradley, R. S.; Briffa, K. R.; Hughes, M. K. e Jones, P. D. (2005) - Proxy-based Northern Hemisphere surface temperature reconstructions: Sensitivity to method, predictor network, target season, and target domain. *J. Clim.*, 18(13), 2308-2329.
- Sahlberg, J. (1983) - A Hydrodynamic model for calculating the vertical temperature profile in lakes during cooling. *Nordic Hydrology*, 1983, 239-254.

- Sahoo, G. B.; Schladow, S. G.; Reuter, J. E.; Coats, R.; Dettinger, M.; Riverson, J.; Wolfe, B. e Costa-Cabral, M. (2012) - The response of lake Tahoe to climate change. *Climatic Change*. DOI 10.1007/s10584-012-0600-8.
- Salas, J. D.; Delleur, J. W.; Yevjevich, V. M. e Lane, W. L. (1980) - Applied modeling of hydrologic time series. Water Resources Publications, Littleton, United States.
- Salgado, R. e Le Moigne, P. (2010) - Coupling of the Flake model to the Surfex externalized surface model. *Boreal Environment Research*, 15: 231-244.
- Salmaso, N. (2005) - Effects of climatic fluctuations and vertical mixing on the interannual trophic variability of Lake Garda, Italy. *Limnol. Oceanogr.* 50, 553-565.
- Samal, N. R.; Pierson, D. C.; Schneiderman, Huang, E. Y. ; Read, J. S.; Anandhi, A. e Owens, E. M. (2012) - Impact of climate change on Cannonsville Reservoir thermal structure in the New York City water supply. *Water Quality Research Journal of Canada*, Vol 47, N.º 3-4. 389-405.
- Samuelsson, P.; Jones, C.; Willén, U.; Ullerstig, A.; Gollvik, S.; Hansson, U.; Kjellström, E.; Nikulin, G. e Wyser, K. (2011) - The Rossby Centre Regional Climate Model RCA3: Model description and performance, *Tellus*, Ser. A, 63(1), 4-23.
- Samuelsson P.; Kourzeneva, E. e Mironov, D. (2010) - The impact of lakes on the European climate as simulated by a regional climate model. *Boreal Environmental Research*, 15:113-129.
- Sand-Jensen, K. e Pedersen, N. L. (2005) - Differences in temperature, organic carbon and oxygen consumption among lowland streams. *Freshwater Biology*, 50, 1927-1937.
- Santos, M. C. R.; Muelle, H. e Pacheco, D. M. D. (2012) - Cyanobacteria and microcystins in lake Furnas (S. Miguel island-Azores). *Limnetica*, 31 (1): 107-118.
- Sellers, W. D. (1974) - Physical climatology. Fifth edition Chicago: The University of Chicago, 1974. 271 pp.
- Shimoda, Yuko; M. Azim, E.; Perhar, G.; Ramin, M.; Kenney, M.A.; Sadraddini, S.; Gudimov, A. e Arhonditsi, G. B. (2011) - Our current understanding of lake ecosystem response to climate change: What have we really learned from the north temperate deep lakes? *Journal of Great Lakes Research*, 37, 173-193.
- Shindell, D. T. e Faluvegi, G. (2009) - Climate response to regional radiative forcing during the twentieth century, *Nat. Geosci.*, 2, 294-300, doi:10.1038/ngeo473.

- Shindell, D. T.; Faluvegi, G.; Lacis, A.; Hansen, J.; Ruedy R. e Elliot Aguilar (2006) - The role of tropospheric ozone increases in 20th century climate change. *J. Geophys. Res.* 111, D08302.
- Shuter, B. J. e Post, J. R. (1990) - Climate, population viability and the zoogeography of temperate fishes. *Transactions of the American Fisheries Society*, 119: 314-336.
- SIAM II (2006) - Alterações Climáticas em Portugal, Cenários, Impactos e Medidas de Adaptação. Santos, F. D. e Miranda, P. (editores). Gradiva, Lisboa.
- Siegenthaler, U; Stocker, T. F.; Monnin, E.; Lüthi, D.; Schwander, J.; Stauffer, B.; Raynaud, D.; Barnola, Jean-Marc ; Fischer, H.; Masson-Delmotte, V. e Jouzel, J. (2005) - Stable carbon cycle-climate relationship during the Late Pleistocene. *Science*, 310, 1313-1317.
- Skamarock, W. C.; Klemp, J. B.; Dudhia, J.; Gill, D. O.; Barker, D. M.; Duda, M. G.; Huang, X.; Wang, W. e Powers, J. G. (2008) - A description of the advanced research WRF version 3. NCAR tech. note TN-475_STR, 113 pp.
- Small, E. E., Sloan, L. C.; Hostetler, S. e Giorgi., F. (1999) - Simulating the water balance of the Aral Sea with a coupled regional climate–lake model. *J. Geophys. Res.* 104: 6583-6602.
- Smith, K. (1979) - Temperature characteristics of British rivers and the effects of thermal pollution. In *Man's Impact on the Hydrological Cycle in the United Kingdom*, Hollis GE (ed.). Geo Abstracts Ltd.: Norwich; 229-242.
- Smith, Thomas M.; Reynolds, Richard W.; Peterson, Thomas C. e Lawrimore, Jay (2008) - Improvements to NOAA's historical merged land-ocean surface temperature analysis (1880-2006), *J. Climate*, 21, 2283-2293.
- Snucins, Ed e Gunn, John (2000) - Interannual variation in the thermal structure of clear and colored lakes. *Limnol. Oceanogr.*, 45(7), 2000, 1639-1646.
- Soares, M. M. P.; Cardoso, R. M.; Miranda, P. M. A.; Viterbo, P. e Belo-Pereira, M. (2012a) - Assessment of the ENSEMBLES regional climate models in the representation of precipitation variability and extremes over Portugal. *Journal of Geophysical Research*, Vol. 117.
- Stainsby, E. A.; Winter, J. G.; Jarjanazi, H.; Paterson, A. M.; Evans, D. O.; Young, J. D.; (2011) - Changes in the thermal stability of Lake Simcoe from 1980 to 2008 *Journal of Great Lakes Research*, 37 (2011) 55-62.

- Steig, E. J.; Schneider, D. P.; Rutherford, S. D.; Mann, M. E.; Comiso, J. C. e Shindell, D. T. (2009) - Warming of the Antarctic ice sheet surface since the 1957 International Geophysical Year. *Nature*, 457, 459-462.
- Stefan, H. G; Cardoni, J. J. e Fu A. Y. (1982) - RESQUAL II: A dynamic water quality simulation program for a stratified shallow lake or reservoir: Application to Lake Chicot, Arkansas. University of Minnesota. St. Anthony Falls Hydraulic Laboratory Project Report, N.º 209.
- Stefan, H. G., Hondzo, M. e Fang, X. (1993) - Lake water quality modelling for projected future climate scenarios. *Journal of Environmental Quality*, 22: 417-43.
- Stefan, H. G. e Preud'homme, E. B. (1993) - Stream temperature estimation from air temperature. *Water Resources Bulletin*, 29(1): 27-45.
- Stendel, M.; Mogensen, I. A. e Christensen, J.H. (2006) - Influence of various forcings on global climate in historical times using a coupled atmosphere-ocean general circulation model. *Clim. Dyn.*, 26(1), 1-15.
- Streeter, H. B.; Phelps, E. B. (1925) - A Study of the pollution and natural purification of the Ohio River, Ill, factors concerned in the phenomena of oxidation and reareation. U.S. Public Health Service, Public Health Bulletin, N.º 146, 75 pp, USA.
- Straile, D.; Johnk, K e Rossknecht, H. (2003) - Complex effects of winter warming on the physicochemical characteristics of a deep lake. *Limnol. Oceanogr.*, 48, 1432-1438.
- Sullivan, A. B.; Rounds, S. A.; Deas, M. L.; Asbill, J. R.; Wellman, R. E.; Stewart, M. A.; Johnston, M. W. e Sogutlugil, I. E. (2011) - Modeling hydrodynamics, water temperature, and water quality in the Klamath River upstream of Keno dam, Oregon, 2006–09. Scientific Investigations Report 2011-5105. U.S. Department of the Interior.
- Sullivan, A. B.; Rounds, Stewart A.; Sobieszczyk, Steven e Bragg, Heather M. (2007) - Modeling hydrodynamics, water temperature, and suspended sediment in Detroit lake, Oregon U.S. Geological Survey, Reston, Virginia.
- Summers, J. C.; Ruhland, K. M.; Kurek, J.; Quinlan R.; Paterson, A. M. e Smol, J. P. (2012) - Multiple stressor effects on water quality in Poplar Bay, Lake of the Woods, Canada: a midge-based assessment of hypolimnetic oxygen conditions over the last two centuries. *J. Limnol.*, 71(1): 34-44.

- Sundaram, T. R. e Rehm, R. G. (1971) - Formation and maintenance of thermoclines in temperate lakes, *AIAA Journal*, Vol. 9, N.º. 7, 1322-1329.
- Sundaram, T. R. e Rehm, R. G. (1972) - The seasonal thermal structure of deep temperate lakes. *Tellus*, 25, 157-167.
- Tanentzap, A. J.; Yan, N. D.; Keller, B.; Girard, R.; Heneberry, J.; Gunn, J. M.; Hamilton, D. P. e Taylor P. A. (2008) - Cooling lakes while the world warms: Effects of forest regrowth and increased dissolved organic matter on the thermal regime of a temperate, urban lake. *Limnol. Oceanogr.*, 53:404-410.
- Taylor, K. C.; Alley, R. B.; Doyle, G. A.; Grootes, P. M.; Mayewski, P. A.; Lamorey, G. W.; White, J. W. C. e Barlow, L. K. (1993) - The "flickering switch" of late Pleistocene climate change. *Nature*, 361, 432-36.
- Tett, S. F. B.; Betts, R.; Crowley, T. J.; Gregory, J.; Johns, T. C.; Jones, A.; Osborn, T. J.; Öström, E.; Roberts, D. L.; Woodage, M. J. (2007) - The impact of natural and anthropogenic forcings on climate and hydrology since 1550. *Clim. Dyn.*, 28(1), 3-34.
- The National academies report (2004) - Abrupt Climate Changes: Inevitable Surprises. Committee on Abrupt Climate Change.
- Thomann, R. V. e Mueller, J. A. (1987) - Principles of surface water quality modeling and control. Harper & Row Publishers, New York, USA.
- Thompson, David W. J.; Kennedy, John J.; Wallace, John M. e Jones, Phil D. (2008) - A large discontinuity in the mid-twentieth century in observed global-mean surface temperature. *Nature*, Vol. 453, 646-650.
- Tomé, António R. (1997) - Tese de Doutoramento. "Balanços globais e regionais de entropia, de energia e de massa da atmosfera. Contribuição para o estudo do clima do Mediterrâneo." Universidade da Beira Interior, Covilhã, 1997.
- UE (2009) - Livro Branco "Adaptação às alterações climáticas: para um quadro de acção Europeia.
- van der Linden, P. e Mitchell, J.F.B. (2009) - ENSEMBLES: Climate Change and its Impacts: Summary of research and results from the ENSEMBLES project. Met Office Hadley Centre, FitzRoy Road, Exeter EX1 3PB, UK. 160 pp.

- van Meijgaard, E.; van Ulft, L.; van de Berg, W.; Bosveld, F.; van den Hurk, B.; Lenderink, G. e Siebesma, A. (2008) - The KNMI regional atmospheric climate model RACMO, version 2.1, Tech. Rep. 302, R. Neth.Meteorol. Inst., De Bilt, Netherlands.
- Vollenweider, R. A. (1975) - Input-output models, with special reference to the phosphorus loading concept in Limnology, Schweiz ZwhHydrol, 3-7: 53-84.
- Vörös, M.; Istvánovics, V. e Weidinger, T. (2010) - Applicability of the Flake model to lake Balaton. Boreal Environment Research, 15: 245-254.
- Walker, B.; C. S. Holling; Stephen R. Carpenter e Ann Kinzig (2004) - Resilience, adaptability and transformability in social-ecological systems, Conservation Ecology, 9(2).
- Walters, R. A.; Carey, G. F. e Winter, D. F. (1978) - Temperature computation for temperate lakes. Appl. Math.Modelling, 1978, Vol. 2.
- Wang, G.; Swanson, K. L. e Tsonis, A. A. (2009) - The pacemaker of major climate shifts, Geophys. Res. Lett., 36, L07708.
- Watanabe, M; Harleman, D. R. F.e Vasiliel, O. F. (1983) - Two-and three-dimensional mathematical models for lakes and reservoirs, In: Orlob, G.T. Mathematical Modeling of Water Quality: Streams, Lakes, and Reservoirs. John Wiley and Sons, Wiley-Interscience, New York. 274-336.
- Webb, B. W. (1987) - The relationship between air and water temperatures for a Devon River. Rep. Trans., Devon Association for the Advancement of Science, Exeter, U.K., 119, 197-222.
- Webb, B. W. (1996) - Trends in stream and river temperature. Hydrological Processes, 10, 205-226.
- Webb, B. W.; Clack, P. D.; e Walling, D. E. (2003) – Water-air temperature relationships in a Devon river system and the role of flow. Hydrol. Process. 17, 3069–3084 . John Wiley & Sons, Ltd.
- Webb, B. W. e Nobilis, F. (1997) - Long-term perspective on the nature of the air-water temperature relationship: a case study. Hydrological Processes, Vol.11, 137-147.
- Webb, B. W. e Walling, D. E. (1993) - Temporal variability in the impact of river regulation on thermal regime and some biological implications. Freshwater Biology. Vol. 29, 167-182.
- Webb, B. W. e Walsh, A. J. (2004) - Changing UK river temperatures and their impact on fish populations. Hydrology: Science & Practice for the 21st Century,II, 177-191.

- Wells; V. L. e Wells, S. A. (2012) - CE-QUAL-W2 Temperature and fish habitat model of Chester Morse Lake. Model Scenario Report, prepared for Seattle Public Utilities, Department of Civil and Environmental Engineering, Portland State University.
- West, D. E. e Stefan, H. G. (1999) - Modeling of watershed input and potential climate change effects on water quality in agricultural reservoirs in the Little Washita river watershed. St. Anthony Falls Laboratory. University of Minnesota. Project Report, N.º 437.
- Weyhenmeyer, G. A.; Blenckner, T e Pettersson, K. (1999) - Changes of the plankton spring outburst related to the North Atlantic Oscillation, *Limnology and Oceanography*, 44, 1788-1992.
- Weyhenmeyer, G.A.; Willen, E. e Sonesten, L. (2004) - Effects of an extreme precipitation event on water chemistry and phytoplankton in the Swedish Lake Mälaren, *Boreal Environment Research*, 9, 409-420.
- Whitehead, P. G.; Wilby, R. L.; Battarbee, R. W.; Kernan, M. e Wade, A. J. (2009) - A review of the potential impacts of climate change on surface water quality. *Hydrological Sciences Journal- Journal Des Sciences Hydrologiques*, 54:101-123.
- Whitton, B. A. e Potts, M. (2000) - *The Ecology of Cyanobacteria. Their diversity in time and space.* Kluwer Academic Publishers.
- Wilhelm, S. e R. Adrian (2008) - Impact of summer warming on the thermal characteristics of a polymictic lake and consequences for oxygen, nutrients and phytoplankton. *Freshw. Biol.*, 53:226-237.
- Williamson, C. E.; Dodds, W.; Kratz, T. K. e Palmer M. (2008) - Lakes and streams as sentinels of environmental change in terrestrial and atmospheric processes. *Front. Ecol. Environ.* 2008; 6:247-254.
- Winder, M.; Reuter, J. E. e Schladow, G. (2009) - Lake warming favours small-sized planktonic diatoms. *Proc. R Soc. Lond. B*, 276, 427-435.
- Winder, M. e Schindler, D. E. (2004) - Climatic effects on the phenology of lake processes. *Global Change Biology*, 10:1844-1856.
- Wood, Kevin R.; Overland, James E.; Jónsson, Trausti e Smoliak, Brian V. (2010) - Air temperature variations on the Atlantic-Arctic boundary since 1802. *Geophysical Research Letters*, Vol. 37.

WQRRS (1986) - WQRRS, User's manual. Water quality for river-reservoir system. US Army Corp of Engineers. CEIWR-HEC.

WRE (1968) - Prediction of thermal energy distribution in streams and reservoirs, report prepared for Department of Fish and Game, State of California, August, Water Resources Engineers, 90 pp.

Wu, Huan; Kimball, J. S.; Elsner, M.; Mantua, N.; Adler, R.; e Stanford, J. (2012) - Projected climate change impacts on the hydrology and temperature of Pacific Northwest rivers. Water Resources Research, Vol. 48.

Zhou, Jiansong, Ka-Kit Tung, (2013) - Deducing multidecadal anthropogenic global warming trends using multiple regression analysis. J. Atmos. Sci., 70, 3-8.

Zweimüller, I. (2007) - Temperature increase in the Austrian Danube - causes and consequences. Geophysical Research Abstracts, 9, 11359.

Outras fontes de informação

Portland State University (2013) - <http://www.cee.pdx.edu/w2/>

ANEXO

COEFICIENTES DE DETERMINAÇÃO OBTIDOS PARA TODAS AS COMBINAÇÕES POSSÍVEIS
ENTRE AS CARACTERÍSTICAS MORFOLÓGICAS CONSIDERADAS E A VARIAÇÃO DA
TEMPERATURA DA ÁGUA DAS ALBUFEIRAS SIMULADAS

Quadro 6.28 – Coeficientes de determinação (Valor médio – Cenário A (**Base**))

Anual	Volume				Área superficial (NPA)				Profundidade			
	2°C	4°C	6°C	8°C	2°C	4°C	6°C	8°C	2°C	4°C	6°C	8°C
Total	0.029	0.011	0.000	0.001	0.004	0.002	0.002	0.000	0.028	0.010	0.009	0.013
Volume < 30 hm ³	0.040	0.002	0.018	0.036	0.013	0.008	0.003	0.009	0.113	0.064	0.110	0.110
Volume > 30 hm ³	0.077	0.025	0.004	0.001	0.007	0.002	0.007	0.012	0.016	0.000	0.000	0.001
Profundidade< 40 m	0.003	0.004	0.002	0.010	0.001	0.000	0.000	0.001	0.038	0.001	0.059	0.047
Profundidade >40 m	0.095	0.026	0.002	0.000	0.130	0.142	0.158	0.164	0.084	0.019	0.024	0.017
Frac. Estr.	0.111	0.124	0.139	0.145	0.130	0.142	0.158	0.164	0.054	0.059	0.061	0.061
Estratificadas	0.040	0.014	0.004	0.002	0.004	0.006	0.076	0.069	0.020	0.002	0.001	0.000
Junho, Julho e Agosto	Volume				Área superficial (NPA)				Profundidade			
	2°C	4°C	6°C	8°C	2°C	4°C	6°C	8°C	2°C	4°C	6°C	8°C
Total	0.133	0.115	0.014	0.079	0.041	0.048	0.000	0.027	0.156	0.142	0.045	0.160
Volume < 30 hm ³	0.101	0.035	0.003	0.112	0.007	0.006	0.005	0.009	0.273	0.233	0.134	0.297
Volume > 30 hm ³	0.221	0.174	0.126	0.117	0.056	0.052	0.019	0.016	0.152	0.110	0.120	0.116
Profundidade< 40 m	0.000	0.002	0.006	0.007	0.006	0.003	0.017	0.000	0.054	0.006	0.086	0.082
Profundidade >40 m	0.207	0.157	0.108	0.100	0.074	0.096	0.109	0.116	0.254	0.208	0.237	0.239
Frac. Estr.	0.064	0.086	0.111	0.122	0.064	0.087	0.111	0.122	0.117	0.132	0.142	0.147
Estratificadas	0.202	0.209	0.009	0.120	0.047	0.066	0.005	0.020	0.228	0.245	0.026	0.232

Quadro 6.29 – Coeficientes de determinação (Superfície – Cenário A **(Base)**)

Anual	Volume				Área superficial (NPA)				Profundidade			
	2°C	4°C	6°C	8°C	2°C	4°C	6°C	8°C	2°C	4°C	6°C	8°C
Total	0.006	0.000	0.002	0.003	0.000	0.000	0.002	0.003	0.014	0.004	0.003	0.002
Volume < 30 hm ³	0.038	0.001	0.032	0.031	0.026	0.016	0.021	0.020	0.139	0.072	0.127	0.125
Volume > 30 hm ³	0.023	0.002	0.022	0.038	0.002	0.020	0.058	0.072	0.013	0.081	0.100	0.124
Profundidade < 40 m	0.019	0.019	0.023	0.024	0.004	0.007	0.007	0.007	0.097	0.012	0.099	0.099
Profundidade > 40 m	0.028	0.007	0.040	0.065	0.091	0.098	0.109	0.104	0.006	0.012	0.015	0.026
Frac. Estr.	0.130	0.133	0.138	0.141	0.146	0.149	0.154	0.156	0.088	0.085	0.084	0.084
Estratificadas	0.001	0.004	0.060	0.079	0.055	0.044	0.180	0.200	0.001	0.012	0.037	0.047
Junho, Julho e Agosto	Volume				Área superficial (NPA)				Profundidade			
	2°C	4°C	6°C	8°C	2°C	4°C	6°C	8°C	2°C	4°C	6°C	8°C
Total	0.222	0.193	0.140	0.131	0.111	0.113	0.074	0.070	0.205	0.197	0.177	0.174
Volume < 30 hm ³	0.080	0.017	0.081	0.082	0.021	0.017	0.021	0.021	0.281	0.214	0.278	0.278
Volume > 30 hm ³	0.505	0.399	0.355	0.335	0.217	0.166	0.146	0.138	0.180	0.160	0.151	0.148
Profundidade < 40 m	0.017	0.020	0.020	0.020	0.001	0.002	0.001	0.001	0.156	0.040	0.166	0.171
Profundidade > 40 m	0.515	0.419	0.381	0.364	0.007	0.008	0.009	0.008	0.404	0.426	0.439	0.446
Frac. Estr.	0.159	0.169	0.180	0.186	0.173	0.183	0.195	0.200	0.137	0.136	0.136	0.136
Estratificadas	0.338	0.340	0.222	0.206	0.126	0.148	0.074	0.068	0.296	0.348	0.271	0.264

Quadro 6.30 – Coeficientes de determinação (Profundidade média – Cenário A (**Base**))

Anual	Volume				Área superficial (NPA)				Profundidade			
	2°C	4°C	6°C	8°C	2°C	4°C	6°C	8°C	2°C	4°C	6°C	8°C
Total	0.077	0.052	0.043	0.033	0.012	0.013	0.007	0.006	0.055	0.034	0.066	0.053
Volume < 30 hm ³	0.038	0.006	0.039	0.029	0.004	0.008	0.004	0.009	0.007	0.000	0.013	0.013
Volume > 30 hm ³	0.116	0.066	0.033	0.020	0.012	0.007	0.003	0.005	0.098	0.048	0.066	0.038
Profundidade< 40 m	0.014	0.006	0.000	0.000	0.046	0.028	0.011	0.005	0.001	0.023	0.001	0.000
Profundidade >40 m	0.161	0.101	0.052	0.156	0.126	0.159	0.166	0.004	0.189	0.112	0.140	0.155
Frac. Estr.	0.097	0.115	0.136	0.145	0.089	0.106	0.128	0.137	0.003	0.005	0.011	0.013
Estratificadas	0.094	0.069	0.041	0.031	0.004	0.004	0.000	0.001	0.083	0.056	0.084	0.066
Junho, Julho e Agosto	Volume				Área superficial (NPA)				Profundidade			
	2°C	4°C	6°C	8°C	2°C	4°C	6°C	8°C	2°C	4°C	6°C	8°C
Total	0.109	0.095	0.085	0.084	0.027	0.034	0.029	0.036	0.120	0.107	0.151	0.157
Volume < 30 hm ³	0.092	0.051	0.107	0.104	0.001	0.001	0.000	0.000	0.036	0.025	0.056	0.063
Volume > 30 hm ³	0.140	0.104	0.070	0.060	0.020	0.017	0.001	0.001	0.177	0.132	0.155	0.138
Profundidade< 40 m	0.016	0.007	0.000	0.003	0.054	0.035	0.009	0.001	0.001	0.015	0.004	0.009
Profundidade >40 m	0.142	0.102	0.066	0.200	0.099	0.096	0.097	0.006	0.227	0.175	0.211	0.218
Frac. Estr.	0.024	0.043	0.067	0.081	0.014	0.028	0.049	0.062	0.019	0.029	0.044	0.050
Estratificadas	0.143	0.133	0.102	0.100	0.034	0.044	0.026	0.031	0.188	0.178	0.208	0.214

Quadro 6.31 – Coeficientes de determinação (Profundidade máxima – Cenário A (**Base**))

Anual	Volume				Área superficial (NPA)				Profundidade			
	2°C	4°C	6°C	8°C	2°C	4°C	6°C	8°C	2°C	4°C	6°C	8°C
Total	0.095	0.073	0.054	0.049	0.031	0.032	0.017	0.013	0.055	0.034	0.031	0.022
Volume < 30 hm ³	0.034	0.014	0.032	0.025	0.001	0.003	0.003	0.006	0.012	0.002	0.001	0.002
Volume > 30 hm ³	0.155	0.109	0.079	0.076	0.029	0.029	0.011	0.011	0.068	0.032	0.042	0.046
Profundidade< 40 m	0.001	0.003	0.001	0.001	0.004	0.001	0.002	0.010	0.005	0.000	0.005	0.001
Profundidade >40 m	0.240	0.208	0.157	0.038	0.043	0.021	0.010	0.193	0.215	0.187	0.189	0.105
Frac. Estr.	0.120	0.122	0.093	0.043	0.136	0.133	0.103	0.049	0.000	0.000	0.005	0.017
Estratificadas	0.136	0.115	0.068	0.060	0.015	0.018	0.003	0.003	0.103	0.077	0.061	0.043
Junho, Julho e Agosto	Volume				Área superficial (NPA)				Profundidade			
	2°C	4°C	6°C	8°C	2°C	4°C	6°C	8°C	2°C	4°C	6°C	8°C
Total	0.147	0.117	0.094	0.093	0.063	0.064	0.043	0.040	0.120	0.093	0.092	0.082
Volume < 30 hm ³	0.066	0.043	0.072	0.072	0.000	0.001	0.000	0.000	0.059	0.040	0.040	0.023
Volume > 30 hm ³	0.215	0.159	0.120	0.118	0.052	0.048	0.021	0.021	0.108	0.061	0.074	0.076
Profundidade< 40 m	0.011	0.021	0.015	0.006	0.000	0.004	0.001	0.000	0.025	0.011	0.034	0.025
Profundidade >40 m	0.271	0.232	0.188	0.058	0.043	0.026	0.012	0.098	0.260	0.228	0.244	0.199
Frac. Estr.	0.120	0.125	0.106	0.063	0.123	0.125	0.107	0.063	0.009	0.006	0.001	0.001
Estratificadas	0.208	0.184	0.127	0.126	0.059	0.066	0.032	0.033	0.210	0.188	0.167	0.153

Quadro 6.32 – Coeficientes de determinação (Valor médio – Cenário B (**VoIC**))

Anual	Volume				Área superficial (NPA)				Profundidade			
	2°C	4°C	6°C	8°C	2°C	4°C	6°C	8°C	2°C	4°C	6°C	8°C
Total	0.000	0.000	0.002	0.003	0.001	0.000	0.000	0.000	0.267	0.225	0.217	0.226
Volume < 30 hm ³	0.166	0.189	0.254	0.385	0.000	0.001	0.005	0.010	0.368	0.379	0.418	0.463
Volume > 30 hm ³	0.076	0.100	0.113	0.126	0.158	0.161	0.165	0.175	0.141	0.094	0.083	0.095
Profundidade< 40 m	0.006	0.011	0.018	0.021	0.005	0.012	0.020	0.027	0.438	0.452	0.480	0.510
Profundidade >40 m	0.205	0.164	0.144	0.138	0.156	0.116	0.098	0.094	0.001	0.008	0.010	0.006
Frac. Estr.	0.011	0.007	0.002	0.000	0.174	0.161	0.147	0.131	0.397	0.429	0.472	0.503
Estratificadas	0.012	0.027	0.035	0.041	0.000	0.001	0.001	0.002	0.162	0.108	0.096	0.109
Junho, Julho e Agosto	Volume				Área superficial (NPA)				Profundidade			
Total	2°C	4°C	6°C	8°C	2°C	4°C	6°C	8°C	2°C	4°C	6°C	8°C
Volume < 30 hm ³	0.298	0.343	0.379	0.416	0.192	0.216	0.240	0.267	0.042	0.076	0.099	0.107
Volume > 30 hm ³	0.131	0.177	0.181	0.088	0.047	0.049	0.043	0.033	0.001	0.001	0.004	0.000
Profundidade< 40 m	0.353	0.373	0.391	0.412	0.254	0.245	0.247	0.258	0.034	0.056	0.069	0.072
Profundidade >40 m	0.005	0.010	0.016	0.020	0.000	0.000	0.002	0.005	0.088	0.077	0.073	0.070
Frac. Estr.	0.090	0.069	0.059	0.058	0.046	0.030	0.024	0.022	0.085	0.099	0.103	0.100
Estratificadas	0.180	0.207	0.226	0.204	0.313	0.329	0.370	0.460	0.054	0.041	0.048	0.106

Quadro 6.33 – Coeficientes de determinação (Superfície – Cenário B (VolC))

Anual	Volume				Área superficial (NPA)				Profundidade			
	2°C	4°C	6°C	8°C	2°C	4°C	6°C	8°C	2°C	4°C	6°C	8°C
Total	0.272	0.301	0.319	0.324	0.159	0.194	0.215	0.225	0.052	0.088	0.102	0.107
Volume < 30 hm ³	0.512	0.697	0.723	0.717	0.000	0.017	0.031	0.041	0.014	0.070	0.097	0.112
Volume > 30 hm ³	0.222	0.227	0.239	0.238	0.074	0.078	0.087	0.089	0.001	0.004	0.005	0.005
Profundidade < 40 m	0.038	0.045	0.044	0.043	0.194	0.244	0.250	0.254	0.000	0.050	0.090	0.115
Profundidade > 40 m	0.327	0.319	0.310	0.308	0.256	0.250	0.240	0.238	0.008	0.011	0.010	0.010
Frac. Estr.	0.019	0.007	0.005	0.004	0.026	0.007	0.001	0.000	0.015	0.087	0.113	0.123
Estratificadas	0.367	0.373	0.387	0.388	0.246	0.261	0.273	0.276	0.074	0.079	0.080	0.079
Junho, Julho e Agosto	Volume				Área superficial (NPA)				Profundidade			
	2°C	4°C	6°C	8°C	2°C	4°C	6°C	8°C	2°C	4°C	6°C	8°C
Total	0.465	0.488	0.502	0.516	0.496	0.507	0.513	0.519	0.283	0.276	0.273	0.270
Volume < 30 hm ³	0.001	0.000	0.000	0.000	0.158	0.153	0.149	0.145	0.233	0.225	0.219	0.213
Volume > 30 hm ³	0.370	0.397	0.413	0.429	0.366	0.385	0.394	0.403	0.120	0.118	0.116	0.115
Profundidade < 40 m	0.037	0.036	0.033	0.032	0.074	0.072	0.069	0.067	0.216	0.204	0.192	0.183
Profundidade > 40 m	0.039	0.041	0.040	0.039	0.020	0.020	0.019	0.018	0.073	0.070	0.068	0.067
Frac. Estr.	0.309	0.306	0.303	0.297	0.825	0.831	0.833	0.836	0.011	0.008	0.007	0.005
Estratificadas	0.428	0.453	0.468	0.484	0.441	0.456	0.463	0.471	0.262	0.256	0.252	0.251

Quadro 6.34 – Coeficientes de determinação (Profundidade média – Cenário B (VoIC))

Anual	Volume				Área superficial (NPA)				Profundidade			
	2°C	4°C	6°C	8°C	2°C	4°C	6°C	8°C	2°C	4°C	6°C	8°C
Total	0.012	0.017	0.022	0.027	0.001	0.000	0.000	0.000	0.056	0.035	0.029	0.034
Volume < 30 hm ³	0.033	0.046	0.096	0.223	0.003	0.004	0.001	0.001	0.222	0.198	0.247	0.357
Volume > 30 hm ³	0.103	0.111	0.116	0.125	0.039	0.033	0.033	0.038	0.002	0.000	0.001	0.000
Profundidade< 40 m	0.165	0.182	0.199	0.205	0.166	0.186	0.208	0.218	0.282	0.278	0.277	0.276
Profundidade >40 m	0.021	0.014	0.011	0.015	0.007	0.003	0.001	0.003	0.003	0.013	0.020	0.022
Frac. Estr.	0.057	0.045	0.027	0.008	0.196	0.194	0.197	0.187	0.173	0.171	0.255	0.397
Estratificadas	0.035	0.046	0.053	0.059	0.001	0.000	0.000	0.000	0.014	0.003	0.001	0.001
Junho, Julho e Agosto	Volume				Área superficial (NPA)				Profundidade			
	2°C	4°C	6°C	8°C	2°C	4°C	6°C	8°C	2°C	4°C	6°C	8°C
Total	0.080	0.099	0.116	0.138	0.013	0.020	0.027	0.040	0.017	0.040	0.057	0.068
Volume < 30 hm ³	0.051	0.062	0.045	0.008	0.048	0.056	0.047	0.029	0.000	0.009	0.013	0.003
Volume > 30 hm ³	0.146	0.156	0.164	0.177	0.035	0.033	0.036	0.042	0.046	0.068	0.082	0.091
Profundidade< 40 m	0.160	0.160	0.171	0.167	0.150	0.151	0.165	0.164	0.193	0.170	0.157	0.144
Profundidade >40 m	0.000	0.001	0.003	0.005	0.007	0.010	0.015	0.020	0.080	0.101	0.118	0.131
Frac. Estr.	0.143	0.144	0.143	0.110	0.200	0.200	0.237	0.307	0.006	0.036	0.039	0.002
Estratificadas	0.124	0.144	0.159	0.177	0.018	0.027	0.035	0.044	0.055	0.089	0.112	0.129

Quadro 6.35 – Coeficientes de determinação (Profundidade máxima – Cenário B (VolC))

Anual	Volume				Área superficial (NPA)				Profundidade			
	2°C	4°C	6°C	8°C	2°C	4°C	6°C	8°C	2°C	4°C	6°C	8°C
Total	0.070	0.110	0.042	0.015	0.020	0.027	0.004	0.000	0.032	0.044	0.011	0.001
Volume < 30 hm ³	0.027	0.015	0.002	0.010	0.005	0.027	0.066	0.111	0.009	0.003	0.001	0.041
Volume > 30 hm ³	0.177	0.128	0.066	0.039	0.052	0.016	0.004	0.001	0.058	0.039	0.018	0.001
Profundidade < 40 m	0.003	0.004	0.003	0.002	0.003	0.041	0.049	0.058	0.382	0.439	0.470	0.482
Profundidade > 40 m	0.001	0.004	0.007	0.001	0.009	0.014	0.015	0.004	0.120	0.023	0.009	0.000
Frac. Estr.	0.150	0.147	0.139	0.121	0.025	0.010	0.002	0.002	0.017	0.008	0.000	0.028
Estratificadas	0.192	0.170	0.097	0.050	0.074	0.053	0.023	0.004	0.157	0.107	0.067	0.016
Junho, Julho e Agosto	Volume				Área superficial (NPA)				Profundidade			
	2°C	4°C	6°C	8°C	2°C	4°C	6°C	8°C	2°C	4°C	6°C	8°C
Total	0.149	0.183	0.126	0.099	0.086	0.085	0.061	0.048	0.209	0.203	0.169	0.109
Volume < 30 hm ³	0.080	0.068	0.048	0.015	0.000	0.006	0.020	0.039	0.153	0.159	0.136	0.078
Volume > 30 hm ³	0.209	0.181	0.124	0.095	0.040	0.024	0.012	0.009	0.177	0.121	0.097	0.047
Profundidade < 40 m	0.023	0.001	0.001	0.002	0.014	0.001	0.001	0.002	0.141	0.149	0.135	0.123
Profundidade > 40 m	0.069	0.058	0.107	0.093	0.110	0.095	0.142	0.121	0.198	0.085	0.055	0.016
Frac. Estr.	0.182	0.193	0.208	0.225	0.033	0.018	0.008	0.007	0.169	0.206	0.191	0.083
Estratificadas	0.268	0.265	0.209	0.173	0.172	0.142	0.124	0.105	0.389	0.308	0.284	0.208

CÓDIGO UTILIZADO NA DEFINIÇÃO DO MODELO UNIDIMENSIONAL

Input de dados meteorológicos e das características físicas da massa de água

```
Temperatura do ar air.npt
Nebulosidade neb.npt
Radiação solar incidente rad.npt
Velocidade do vento wind.npt
Altura de cada camada zprof.npt
Profundidade de cada camada Zalt.npt
Área de cada camada area.npt
Perfil inicial de temperatura da água temp.npt

import numpy as np

#Temperatura do ar (°C)
file1=open("air.npt","r")
file2=[float(line) for line in file1.readlines()]
file1.close()
air=np.array(file2)

#Nebulosidade (%)
file3=open("neb.npt","r")
file4=[float(line) for line in file3.readlines()]
file3.close()
neb=np.array(file4)

#Radiação solar incidente (W/m2)
file5=open("rad.npt","r")
file6=[float(line) for line in file5.readlines()]
file5.close()
rad=np.array(file6)

#Velocidade do vento (m/s)
file7=open("wind.npt","r")
file8=[float(line) for line in file7.readlines()]
file7.close()
wind=np.array(file8)

#Profundidade de cada camada (m)
file9=open("zprof.npt","r")
file10=[float(line) for line in file9.readlines()]
file9.close()
z=np.array(file10)

#altura de cada camada (m)
file11=open("Zalt.npt","r")
file12=[float(line) for line in file11.readlines()]
file11.close()
Z=np.array(file12)

#Área de cada camada (m2)
file13=open("area.npt","r")
file14=[float(line) for line in file13.readlines()]
file13.close()
Areat0=np.array(file14)

#Perfil inicial de temperatura (°C)
file17=open("temp.npt","r")
file18=[float(line) for line in file17.readlines()]
file17.close()
T0=np.array(file18)
```

Balanço de energia

```
import numpy as np

from importfile import air,neb,rad,wind,Z,z,Areat0,Areat1,T0

#Radiação solar incidente (cal/m2dia)

def Hsr(rad):
    beta=0.3
    Hsr=np.zeros(len(air))
    #radiacao cal/cm2.dia
    for i in xrange(len(rad)):
        Hsr[i]=(((rad[i]*2.066)*1.7))*(1-beta))/24
    return Hsr

#Temperatura do ponto de orvalho (°C)

def Td(air,neb):
    F=np.zeros(len(air))
    Td=np.zeros(len(air))
    for i in xrange(len(air)):
        F[i]=1-(neb[i]/100.0)
        Td[i]=air[i]-(14.55+0.114*air[i])*F[i]-(((2.5+0.007*air[i])*F[i])**3)-
(15.9+0.117*air[i])*(F[i])**4
    return Td

#Fw (Wind Function) (°C)

def Fw(wind):
    Fw=np.zeros(len(air))
    for i in xrange(len(wind)):
        Fw[i]=9.2+0.46*wind[i]**2.0
    return Fw

#Radiação útil (temperatura de equilibrio) (cal/m2dia)

def Qn(Hsr,Td,Fw,watertemp):
    Tm=(Td+watertemp)/2.0
    d=0.35+0.015*Tm+(0.0012*(Tm**2.0))
    K=(4.5+0.05*watertemp+d*Fw+0.47*Fw)*2.066
    Te=Td+Hsr/K
    Qn=(-(K*(watertemp-Te)*10000.0))/(24*60*60)
    return Qn
```

Correcção do perfil de temperatura da água

```
import numpy as np

def avperfil(n,T, area):
    var1=range(1,n)
    var1.reverse()

    for i in var1:
        for j in range(n-1):
            if T[i]>T[j]:
                change_profile(T,i,j,area,n)
                break
    return T
```



```

def altprofile(T,i,inst,area,n):
    jmin=inst-1
    if jmin<0:
        jmin=0
        min=1
        jmin0=jmin
    else:
        min=0
        jmin0=inst

    jmax=i+1
    if jmax>n:
        jmax=n
        max=1
        jmax0=jmax

    else:
        max=0
        jmax=i

    A=0.0
    B=0.0
    for j in range(jmin,jmax+1):
        A+=T[j]*area[j]
        B+=area[j]
        Tconst=A/B

    for j in range(jmin,jmax+1):
        T[j]=Tconst

```

Resolução da equação de difusão

```

import numpy as np
from K import K
from Thomas import Thomas

def Imp_scheme(Q0,Q1,z,Areat0,Areat1,Z,T0,v):

    #Intervalo de tempo, segundos
    DT=86400
    #Densidade da agua kg/m³
    DH2O=1000.0
    #Calor especifico j/kg°C
    Cp=4186.0

    #Iniciando matrizes dos coeficientes da equacao
    a=np.zeros(len(T0)-1)
    b=np.zeros(len(T0))
    c=np.zeros(len(T0)-1)
    d=np.zeros(len(T0))
    alfa=np.zeros(len(T0))
    s=np.zeros(len(T0))

    #Iniciando matrizes dos coeficientes de difusividade turbulenta k(z)
    k0=np.zeros(len(T0))
    k1=np.zeros(len(T0))
    k0=K(T0,z,v)
    k1=k0*Areat0
    k1[1:]=np.where(k1[1:] <=50, 50, k1[1:])
    k2=np.append(k1,0.0)
    kf=np.insert(k2,0,0.0)

```

```

#Cálculo dos coeficientes da equação

#alfa
for i in xrange(len(T0)):
    alfa[i]=1.0/(Areat0[i]+Areat1[i]*1.0)

#s
for i in xrange(len(T0)):
    s[i]=DT/(2.0*Z[i]**2.0)

#a
for i in xrange(len(T0)-2):
    a[i]=-alfa[i+1]*s[i+1]*(kf[i+1]+kf[i+2]*1.0)

#an
a[len(T0)-2]=-alfa[len(T0)-1]*s[len(T0)-1]*(kf[len(T0)-1]+2.0*kf[len(T0)]+kf[len(T0)+1])

#a0
af=np.insert(a,0,0.0)

#b
for i in xrange(len(T0)):
    b[i]=1.0+alfa[i]*s[i]*(kf[i]+2.0*kf[i+1]+kf[i+2])

#c
c[0]=-alfa[0]*s[0]*(kf[0]+2.0*kf[1]+kf[2])

#ci
for i in range(len(T0)-2):
    c[i+1]=-alfa[i+1]*s[i+1]*(kf[i+2]+kf[i+3]*1.0)

#cn
cf=np.append(c,0.0)

#d0
d[0]=(1.0-
alfa[0]*s[0]*(kf[0]+2.0*kf[1]+kf[2]))*T0[0]+alfa[0]*s[0]*(kf[0]+2.0*kf[1]+kf[2])*T0[1]+alfa
[0]*s[0]*(kf[0]+kf[1])*((2.0*Q0*Z[0])/(Cp*DH20*0.00001))+alfa[0]*s[0]*(kf[0]+kf[1])*((2*Q1*
Z[0])/(DH20*Cp*0.00001))

#di
for i in range(len(T0)-2):

d[i+1]=alfa[i+1]*s[i+1]*(kf[i+1]+kf[i])*T0[i]+alfa[i+1]*s[i+1]*(kf[i+2]+kf[i+1])*T0[i+2]+(1
-alfa[i+1]*s[i+1]*(kf[i]+2.0*kf[i+1]+kf[i+2]))*T0[i+1]

#dn
d[len(T0)-1]=alfa[len(T0)-1]*s[len(T0)-1]*T0[len(T0)-2]*(kf[len(T0)-1]+2.0*kf[len(T0)]+kf[len(T0)+1])+(1-alfa[len(T0)-1]*s[len(T0)-1]*(kf[len(T0)-1]+2*kf[len(T0)]+kf[len(T0)+1]))*T0[len(T0)-1]

var=TDMA solver(af, b, cf, d)

Tfict=((2.0*Q0*Z[0])/float(DH20*Cp*0.00001))+var[2]
var0=float(var[1])
var[1]=(var0+Tfict)/2.0

return var

```

Cálculo do coeficiente de difusividade turbulenta K_z (m^2/s)

```
import numpy as np

"""
T0 - perfil de temperatura, °C
Z - profundidade, m
v - velocidade do vento m/s
Da - densidade do ar kg/m³
L - latitude, graus
g - aceleracao da gravidade m/s²
f - parâmetro de coriolis
k0 - coeficiente de difusividade na ausência de estratificação m²/s
Dens0 - densidade média da agua kg/m³
ws - wind stress
Kz - coeficiente de difusividade, m²/s
Ri - Número de Richardson
"""

def K(T0,z,v):
    g=9.8
    I=-1.0
    d=1.0
    Tw=T0+273.15

    #Densidade da água
    Dens=np.zeros(len(T0))
    for i in xrange(1,len(T0)):
        Dens[i]=(1-1.9549*(10**-5)*(abs(Tw[i]-277.0)**1.68))*(10**3)

    #Gradiente de temperatura
    Gtemp=np.zeros(len(T0))
    Gtemp[0]=0.0
    for i in range(len(T0)-1):
        Gtemp[i+1]=(T0[i+1]-T0[i])/(z[i+1]-z[i])

    w=1.2*(10**-3)*v
    Tzmenor11=(1.43*10**-5)*(T0)-(0.54*10**-4)

    Ri=np.zeros(len(T0))
    for i in range(1,len(T0)):
        Ri[i]=((-Tzmenor11[i]*g*(z[i]**2))/(w**2.0))*(Gtemp[i])

    fr=np.zeros(len(T0))
    for i in range(1,len(T0)):
        fr[i]=((1.0+d*Ri[i])*I)

    k0=(0.01)*w
    K1=(k0*fr)
    K1[0]=0.00007
    kz=K1

    return kz
```

Loop principal

```
import csv
import numpy as np
from importfile import air,neb,rad,wind,Z,z,Areat0,Areat1,T0
from CalcRadiacao import Hsr,Td,Fw,Qn
from Impfunction import Imp_scheme
from Perfil import avperfil,altperfil
from numpy import *
import pylab as plt
from K import K

Nlayers=Areat0.size #Dimensão da matriz

N=365 #Intervalo de tempo da simulação, (dias)

HSR=Hsr(rad)
TD=Td(air,neb)
FW=Fw(wind)

def main_loop(Z,z,Areat0,Areat1,TempLake,wind,Q0,Q1):
    n=TempLake.size
    var00=Imp_scheme(Q0,Q1,z,Areat0,Areat1,Z,TempLake,wind)
    var01=fix_profile(n,var00,Areat0)
    return var01

TempLake=np.zeros((N+1,Nlayers))
TempLake[0]=T0

Q=np.zeros(N+1)
Q[0]=0.0
for i in xrange(N):
    Q[i+1]=Qn(HSR[i+1],TD[i+1],FW[i+1],TempLake[i][0])
    TempLake[i+1]=main_loop(Z,z,Areat0,Areat1,TempLake[i],wind[i],Q[i],Q[i+1])

KOUT=np.zeros((N+1,Nlayers))
for i in xrange(N):
    KOUT[i+1]=K(TempLake[i+1],z,wind[i])

FOUT=np.zeros((N+1,Nlayers))
for i in xrange(N):
    FOUT[i+1]=K(TempLake[i+1],z,wind[i])*Areat0

np.savetxt('test.out', TempLake, delimiter=',')
np.savetxt('test1.out', Q, delimiter=',')
np.savetxt('kout.out', KOUT, delimiter=',')
np.savetxt('Fout.out', FOUT, delimiter=',')

import pylab as plt
import numpy as np

#Imagem bi-dimensional dos perfis em profundidade
Z=TempLake
X,Y=np.meshgrid(range(Z.shape[0]+1),range(Z.shape[1]+1))
im = plt.pcolormesh(X,Y,Z.transpose(), cmap='jet')
ax = plt.gca()
ax.set_ylim(ax.get_ylim()[::-1])
plt.colorbar(im, orientation='horizontal')
plt.show()
```

Algoritmo de Thomas (Resolução da matriz tri-diagonal)

```
import numpy as np

def Thomas(a, b, c, d):
    n = len(a)      # número de equações
    a, b, c, d = map(np.array, (a, b, c, d)) # copia a matrix

    for i in xrange(1, n):
        m = ac[it]/bc[it-1]
        b[i] = b[i] - m*c[i-1]
        d[i] = d[i] - m*d[i-1]
    x = a
    x[-1] = d[-1]/b[-1]

    for i in xrange(n-2, -1, -1):
        x[i] = (d[i]-c[i]*x[i+1])/b[i]

    del b, c, d # apaga variáveis da memória

    return x
```